

Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern)

Mit 22 Textfiguren, 5 Tabellen und 7 Tafeln

Inauguraldissertation
der
Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Universität Bern
zur
Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von
Frank Scherer
von Luzern

1965

Druck Stämpfli & Cie, Bern
1966

Geologisch-palaeontologische
Untersuchungen im Flysch und in
der Molasse zwischen
Thunersee und Eriz (Kt. Bern)

Mit 22 Textfiguren, 5 Tabellen und 7 Tafeln

Inauguraldissertation
der
Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Universität Bern
zur
Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von
Frank Scherer

von Luzern

Druck Stämpfli & Cie, Bern
1966

Von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag
des Herrn Professor Dr. W. K. NABHOLZ angenommen.

Bern, den 15. Juli 1965

Der Dekan
Prof. Dr. M. Welten



Separatabdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, 127. Lieferung, 1966

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Im August 1965 hat Herr Dr. F. Scherer der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern)» vorgelegt mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese sehr sorgfältig ausgeführte Dissertation, welche unter der Leitung von Prof. Rutsch entstanden ist, enthält im ersten Abschnitt eine stratigraphische und sedimentologische Bearbeitung von Molasse- und Flyschablagerungen des Alpenrandes nördlich des Thunersees, wobei der Autor einen Teil der bis anhin als «Molasse» betrachteten Sedimente nunmehr dem «Flysch» zuweist. Der zweite Abschnitt ist der Palaeontologie – insbesondere der Beschreibung von Mikrofossilien – gewidmet.

Die Feldaufnahmen erfolgten auf einer Kartengrundlage 1:10 000; sie werden bei der Erstellung des geologischen Atlasblattes 1208 Beatenberg verwendet werden können.

In ihrer Sitzung vom 27. November 1965 hat die Geologische Kommission beschlossen, die Dissertation von Herrn Scherer in den «Beiträgen» zu drucken. Der Autor wird an die Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht. Die Belegsammlung zu dieser Arbeit befindet sich im Naturhistorischen Museum Bern.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Juni 1966.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546621_0046

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH entstanden.

Nach hauptsächlich während des Sommers 1960 ausgeführten Voruntersuchungen, die vor allem der Abklärung des Pollen- und Sporengehalts in den älteren Molassesedimenten der weiteren Umgebung von Bern gewidmet waren, begann ich die vorliegende Arbeit im Sommer 1961 mit der Detailkartierung im Massstab 1:10 000 des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz. Die Feldarbeiten verteilten sich auf die Sommer 1961–1963, während sich die weitere sedimentpetrographische Ausarbeitung und die palaeontologischen Untersuchungen auf die entsprechenden Wintermonate und das Jahr 1964 bis Sommer 1965 erstreckten.

Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH danke ich herzlich für sein stetes grosses Interesse, das er meiner Dissertation entgegenbrachte. Durch seinen Rat und mannigfache Anregungen sowie durch seine Begleitung auf zahlreichen Feldbegehungen hat er die vorliegende Arbeit wesentlich gefördert.

Herr Prof. Dr. J. CADISCH und sein Nachfolger als Vorsteher des Geologischen Instituts, Herr Prof. Dr. W. K. NABHOLZ, waren stets bereit, Probleme meiner Dissertation zu erörtern.

Grossen Dank schulde ich Herrn Prof. H. HAGN (München), der mir einen mehrwöchigen Aufenthalt am Institut für Paläontologie und historische Geologie in München ermöglichte und mich mit den Foraminiferen-Faunen des inneralpinen Oligozäns und der bayerischen Molasse vertraut machte. Auch Dr. H. G. LINDENBERG (Naturmuseum und Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt a. M., seinerzeit München) möchte ich für seine Unterstützung bei der Bearbeitung der Foraminiferen-Faunen herzlich danken.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch der Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine für die grosszügige Erlaubnis zu einem Aufenthalt im Centre de Recherches in Pau. Herzlich danken möchte ich vor allem Dr. H. J. OERTLI, der mir Ostrakoden-Vergleichsmaterial und -Literatur zur Verfügung stellte und mir durch seine reichen Kenntnisse die Arbeit erleichterte.

Herr Prof. Dr. M. WELTEN hat mich in die Pollenanalyse eingeführt und mir während mehrerer Wochen gestattet, das Pollenlabor des Botanischen Instituts der Universität Bern zu benutzen. Zu Dank verpflichtet bin ich ebenfalls dem Koninklijke/Shell Exploratie en Productie Laboratorium in Delft (heute Rijswijk) für einen finanziellen Beitrag und die Erlaubnis zu einem Aufenthalt im Pollen-, Sporen- und Mikroplankton-Labor in Delft. Frau Dr. M. KOCKEL-BROSIUS (heute Eindhoven) hat mich erstmals auf Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten aufmerksam gemacht und mir in Delft Literatur und Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellt. Herr Prof. Dr. A. EISENACK (Reutlingen) hat mir während eines Aufenthalts in Tübingen Literaturangaben und Hinweise über Aufbereitung und Präparation von Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten vermittelt.

Den Herren Prof. Dr. H. M. BOLLI (Zürich) und Dr. Z. REISS (Geological Survey Israel, Jerusalem) danke ich bestens für die Beurteilung einiger Proben planktonischer und benthonischer Foraminiferen aus der Gersterngraben-Formation.

Herr Prof. Dr. A. STRECKEISEN hat eine Anzahl Dünnschliffe von Kristallingeröllen durchgesehen und mir Hinweise über die wahrscheinliche Herkunft vermittelt. Dank schulde ich auch Herrn Lektor Dr. F. ALLEMANN für Angaben betreffend mögliche Herkunft einiger Sedimentgerölle.

Herrn Prof. Dr. H. SCHAUB (Naturhistorisches Museum Basel) danke ich bestens für die Überlassung von drei Alttertiär-Proben mit Discoasteriden sowie für Angaben betreffend Präparation dieser Nannofossilien.

Der BP Exploration SA Fribourg und Herrn Dr. E. LEHNER (Buchillon VD) bin ich für das Überlassen einer Anzahl Spül- und Kernproben aus der Tiefbohrung Sorens 1 zu Dank verpflichtet.

Dr. CH. EMMENEGGER (Fribourg) stellte mir Ostrakoden-Vergleichsmaterial aus der Unteren Meeresmolasse S Fribourg zur Verfügung.

Herr PD Dr. H. R. OSWALD (Laboratorium für Elektronenmikroskopie Universität Bern) hat eine Anzahl Elektronenmikroskop-Aufnahmen von Hystrichosphaerideen ausgeführt.

Wertvolle Vergleichsbegehungen sind durch die gemeinsamen Exkursionen des Freiburger und Berner Geologischen Instituts (1962/63) in die Arbeitsgebiete von Dr. CH. EMMENEGGER und P. CORMINBOEUF möglich geworden. Die Herren Prof. Dr. A. LOMBARD, D. RIGASSI und Dr. J. J. CHAROLLAIS (alle Genf) haben Dr. R. V. BLAU und mich unter zwei Malen (1962/63) in die Molasse- und Flyschablagerungen Savoyens geführt.

Bei der Suche nach Fossilmaterial in den Sammlungen des Basler und Berner Naturhistorischen Museums und des Geologischen Instituts Zürich haben mich besonders die Herren Dr. E. GASCHÉ (Basel), Dr. H. ADRIAN (Bern) und Dr. H. A. STALDER (Bern) unterstützt.

Dankbar bin ich allen Studienkameraden, die durch Anregungen oder Diskussionen zur vorliegenden Arbeit beigetragen haben, besonders Dr. R. V. BLAU und Dr. U. GASSER, der mir eine Durchsicht seiner Ostrakoden-Proben gestattete.

Der Schweizerischen Geologischen Kommission bin ich sehr zu Dank verpflichtet für die Aufnahme meiner Dissertation in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz». Dr. H. FISCHER hat mich durch manche Ratschläge bei der Drucklegung unterstützt.

Finanzielle Beiträge an die hohen Druckkosten verdanke ich: der Stiftung zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern (Präsident: Herr Dr. G. WANDER); der Polizeidirektion des Kantons Bern (Direktor: Herr Regierungsrat Dr. R. BAUDER; Beitrag aus den Reingewinnen der SEVA) und der Kommission des Naturhistorischen Museums Bern (Präsident: Herr dipl. Ing. R. v. WATTENWYL; Vermittlung durch Herrn Prof. Dr. W. HUBER und Herrn Dr. H. A. STALDER). Ohne diese Unterstützung wäre ein Druck in der vorliegenden Form nicht möglich gewesen.

Mein grösster Dank gilt meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht haben, und meiner lieben Frau, die die Reinschrift des Manuskripts ausführte und zahlreiche Figuren reinzeichnete.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III
Vorwort des Verfassers	V
Verzeichnis der Tafeln, Textfiguren und Tabellen	VIII
Literaturverzeichnis	X
Verzeichnis der geologischen Karten	XIX

I. Teil: Geologie

1. Einleitung und Problemstellung.	1
2. Geologisch-tektonische Übersicht	3
3. Methodisches	4
4. Oligozän-Flysch.	6
4.1. Die Horrenbach-Formation	6
4.11. Historisches	6
4.12. Typus-Profil und Verbreitung	6
4.13. Lithologie	10
4.14. Abgrenzung und Mächtigkeit	18
4.15. Fossilinhalt	20
4.16. Alter	21
4.17. Ablagerungsmilieu und Fazies (Fortsetzung der Ablagerungen nach NE und SW vgl. 4 29)	21
4.2. Die Gersterngraben-Formation.	23
4.21. Historisches	23
4.22. Typus-Profil und Verbreitung	24
4.23. Lithologie	27
4.24. Abgrenzung und Mächtigkeit	30
4.25. Fossilinhalt	32
4.26. Alter	36
4.27. Ablagerungsmilieu	37
4.28. Fazies	45
4.29. Fortsetzung der Ablagerungen nach NE und SW.	46
5. Molasse	48
5.1. Die Ralligen-Formation (Untere Meeresmolasse)	48
5.11. Historisches	48
5.12. Typus-Profil und Verbreitung	50
5.13. Lithologie	54
5.14. Abgrenzung und Mächtigkeit	54
5.15. Fossilinhalt	56
5.16. Alter	57
5.17. Ablagerungsmilieu	57
5.18. Fazies	60
5.19. Fortsetzung der Ablagerungen nach SW und NE.	61
5.2. Nagelfluhzone Gunten-Eriz	62
5.21. Historisches	62
5.22. Verbreitung der Nagelfluhablagerungen	63
5.23. Der Geröllbestand	65
5.24. Quantitative Gerölluntersuchungen.	68
5.25. Fossilinhalt und Alter	70
5.26. Ablagerungsmilieu	71
5.27. Zum Problem der mächtigen alten «Erosionserscheinungen»	72

	Seite
6. Tektonik.	73
6.1. Historisches	73
6.2. Neue Ergebnisse	75
7. Quartär	77
7.1. Pleistozän.	77
7.11. Historisches	77
7.12. Aaregletscher	78
7.13. Lokalgletscher	80
7.2. Holozän.	81
7.3. Hydrologie	82

II. Teil: Palaeontologie

1. Hystrichosphaerideen, Dinoflagellaten, Pollen und Sporen	83
1.1. Einleitung. Auftreten in den Molasse- und Flyschablagerungen.	83
1.2. Herkunft des Materials und Aufbereitungsmethoden	84
1.3. Systematische Beschreibung	85
2. Foraminiferen	90
2.1. Einleitung.	90
2.2. Aufbereitungsmethoden	91
2.3. Systematische Beschreibung	91
3. Ostrakoden.	104
3.1. Einleitung.	104
3.2. Systematische Beschreibung	105
4. Mollusken	108
4.1. Einleitung.	108
4.2. Pelecypoda	108
4.3. Gastropoda	111
Zusammenfassung.	112

Verzeichnis der Tafeln, Textfiguren und Tabellen

Tafeln

Taf. I	Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten aus Flysch und Molasse
Taf. II	Foraminiferen aus dem Oligozän-Flysch
Taf. III	Foraminiferen aus dem Oligozän-Flysch
Taf. IV	Fauna der Gersterngraben-Formation und der Ralligen-Formation. Wichtigste Ostrakoden der Ralligen-Formation
Taf. V	Geologische Karte des Flysch- und Molasse-Gebiets zwischen Thunersee und Eriz. 1:20 000
Taf. VI	Querprofile durch die subalpine Molasse und den Flysch des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz. 1:25 000
Taf. VII	Typus-Profil der Gersterngraben-Formation im Gersterngraben NE Sigriswil. 1:2 000

Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Lage des Untersuchungsgebiets	1
Fig. 2 Geologisch-tektonische Übersichtskarte	3
Fig. 3 Aufschlüsse im Quellgebiet des Vorderen Horrenbachs	7
Fig. 4 Typus-Profil der Horrenbach-Formation	8
Fig. 5 Aufschluss in der Horrenbach-Formation unterhalb P.1557 (Koord. 624.970/177.650, UHS = Unteres Horrenbach-Schichtglied, MHS = Mittleres Horrenbach-Schichtglied, OHS = Oberes Horrenbach-Schichtglied)	9
Fig. 6 Falte in der Störungszone von Aufschluss 40 der Horrenbach-Formation.	10
Fig. 7 Unteres Horrenbach-Schichtglied: Typus-Profil und Abfolge bei Koord. 624.970/177.650; zahlenmässige Verteilung der Sandstein- (S) und sandigen Mergelschichten (MS) auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve	13
Fig. 8 Oberes Horrenbach-Schichtglied: Ausschnitt aus dem Typus-Profil; zahlenmässige Verteilung der Sandstein- (S) und sandigen Mergelschichten (MS) auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve	14
Fig. 9 Mergelschichten im Hangenden des Oberen Horrenbach-Schichtglieds: Ausschnitt aus dem Typus-Profil, Aufschlüsse 7–11, vgl. Fig. 3; zahlenmässige Verteilung der Feinsand-Silt- (S+Si) und Mergellagen (M) auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve	14
Fig. 10 Belastungsmarken (load casts) auf Schichtunterfläche. Unteres Horrenbach Schichtglied (UHS), Koord. 624.970/177.650	15
Fig. 11 Kleine Belastungsmarken (load casts). Mittleres Horrenbach-Schichtglied (MHS) Typus-Profil.	15
Fig. 12 Schleifspuren (groove casts) auf Schichtunterfläche. Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS), Koord. 624.970/177.650	16
Fig. 13 Kolkmarken (flute casts). Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS), Koord. 624.970/177.650	16
Fig. 14 Kolkmarken (flute casts). Unteres Gersterngraben-Schichtglied	26
Fig. 15 Dolomit-Geröll im Oberen Gersterngraben-Schichtglied (Typus-Profil)	26
Fig. 16 Faltenumbiegung in Sandstein-Mergelabfolge des Oberen Gersterngraben-Schichtglieds (Typus-Profil)	27
Fig. 17 Gersterngraben-Formation: Mergelkomplex zwischen Unterem und Oberem Gersterngraben-Schichtglied; zahlenmässige Verteilung der Feinsand-Silt- und Mergellagen auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve	28
Fig. 18 Aufschlusskarte der Umgebung von Ralligen	51
Fig. 19 Typus-Profil der Ralligen-Formation	52
Fig. 20 Aufschlusskarte der Umgebung des Pressernbachs bei Tönimoos	53
Fig. 21 a Sand-Ton-Karbonat-Gehalt der Flysch- und Molasse-Psammite in Dreiecks-Darstellung	55
Fig. 21 b Sandkomponenten der Flysch- und Molasse-Psammite in Dreiecks-Darstellung Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstücke	55
Fig. 22 Isohypsen der Hangendgrenze Nagelfluhzone Gunten–Eriz	64

Tabellen

Tab. 1 Horrenbach- und Gersterngraben-Formation. Schichtungseigenschaften (numerische Werte)	11
Tab. 2 Zusammensetzung der psammitischen und microbrecciösen Sedimente der Horrenbach-Formation (Angaben in Prozenten nach Point-Counter-Auszählung)	17a
Tab. 3 Zusammensetzung der psammitischen und microbrecciösen Sedimente der Gersterngraben-Formation (Angaben in Prozenten nach Point-Counter-Auszählung)	29a
Tab. 4 Geröllzählungen in der Nagelfluhzone Gunten–Eriz (Angaben in Prozenten).	69
Tab. 5 Flysch und Molasse des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz. Geologisch-stratigraphische Übersicht	113a

Literaturverzeichnis

Bull. AAPG = Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists

Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae

- ALBERTI, G. (1959): Zur Kenntnis der Gattung *Deflandrea* EISENACK (Dinoflag.) in der Kreide und im Alttertiär Nord- und Mitteldeutschlands. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 28: 93–105.
- (1961): Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiärer Dinoflagellaten und Hystriosphærideen von Nord- und Mitteldeutschland sowie einigen anderen europäischen Gebieten. – Palaeontographica A, 116: 1–58.
- American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961): Code of stratigraphic nomenclature. – Bull. AAPG 45: 645–665.
- ANDREAE, A. (1884): Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs. – Abh. geol. Spec. Karte Elsass-Lothringen, 2.
- (1894): Die Foraminiferen-Fauna im Septarienthon von Frankfurt a. M. und ihre vertikale Verteilung. – Ber. senckenb. natf. Ges. 1894: 43–51.
- ANTENEN, F. (1906): Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. – Eclogae 9: 123–132.
- BACHMANN, I. (1871): Bemerkungen über den Taviglianaz-Sandstein bei Merligen. – Mitt. natf. Ges. Bern 1870: 222–227.
- (1876): Geologisches über die Umgebung von Thun. – Bern (Stämpfli).
- BADOUX, H. & WEIDMANN, M. (1963): Sur l'âge du Flysch à Hélinthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes. – Eclogae 56: 513–528.
- BALTZER, A. (1896): Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern. – Beitr. geol. Karte Schweiz 30.
- (1906): Das Berner Oberland und Nachbargebiete. – Berlin (Borntraeger).
- BANDY, O.L. (1953): Ecology and Paleoecology of some California Foraminifera. – J. Paleontology 27: 161–182; 200–203.
- (1956): Ecology of Foraminifera in Northeastern Gulf of Mexico. – US Geol. Survey Prof. Paper 274-G: 179–204.
- (1960): General correlation of foraminiferal structure with environment. – Internat. Geol. Congr. Rept. 21st Session Norden 1960 22: 7–19.
- (1961): Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California. – Micropaleontology 7: 1–26.
- (1963): Dominant paralic Foraminifera of Southern California and the Gulf of California. – Contrib. Cushman Found. Foram. Research 14: 127–134.
- BANDY, O.L. & ARNAL, R.E. (1957): Distribution of recent Foraminifera off West Coast of central America. – Bull. AAPG 41: 2037–2053.
- (1960): Concepts of foraminiferal paleoecology. – Bull. AAPG 44: 1921–1932.
- BATJES, D.A. J. (1958): Foraminifera of the Oligocene of Belgium. – Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143.
- BAUMBERGER, E. (1920): Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. – Eclogae 16: 137–138.
- (1921): Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. – Verh. schweiz. natf. Ges. 1920 101: 207–208.
- (1931): Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. – Eclogae 24: 205–222.
- (1934): Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. – Geol. Führer Schweiz, Basel (Wepf) 1: 57–75.
- (1937): Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs. – Eclogae 30: 361–401.
- BECK, P. (1911a): Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. – Eclogae 11: 497–518.
- (1911b): Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge mit besonderer Berücksichtigung des Sigriswilgrates, des Beatenberges und des Harders. – Diss. Univ. Bern (Stämpfli).

- BECK, P. (1911 c): Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF 29.
- (1920): Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in Bezug auf Bau und Facies. – *Eclogae* 16: 109–111.
- (1921): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. – *Eclogae* 16: 139–176.
- (1922 a): Über autochthone und allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördlichen Vorland. – *Eclogae* 17: 94–111.
- (1922 b): Der Alpenrand bei Thun. – *Eclogae* 17: 318–323.
- (1922 c): Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. – *Eclogae* 17: 323–326.
- (1923): Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. – Mitt. natf. Ges. Bern, 1922: XX–XXIV.
- (1932): Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. – Verh. schweiz. natf. Ges. Thun 1932: 189–207.
- (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. – *Eclogae* 26: 335–437.
- (1934 a): Das Quartär. – In: Geol. Führer Schweiz, 1: 26–41.
- (1934 b): Umgebung von Thun. – Geol. Führer Schweiz 8: 577–578.
- (1934 c): Thuner und Briener See. – Geol. Führer Schweiz 8: 584–586.
- (1936): Zur Revision der Quartärchronologie der Alpen. – Verh. III. internat. Quartär-Konf. Wien (1938).
- (1937): Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. – *Eclogae* 30: 75–85.
- (1938 a): Studium über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. – *Eclogae* 31: 162–172.
- (1938 b): Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Thun. – *Eclogae* 31: 173–198.
- (1943): Die natürlichen Landschaften. – In: Das Amt Thun, Heimatkundekommission Thun (Schaer): 6–72.
- (1946): Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik. – *Eclogae* 38: 353–368.
- (1953 a): Der Erdschlipf im Eriz (Kt. Bern) vom 9. Mai 1951. – Unveröffentl. Gutachten.
- (1953 b): Der Erdschlipf im Eriz (Kt. Bern) vom Mai 1951. – *Eclogae* 45: 272–276.
- BECKMANN, J. P. (1954): Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocaen-Oligocaen) von Barbados, Kl. Antillen. – *Eclogae* 46: 301–412.
- BENSON, R. H. (1959): Ecology of recent ostracodes of the Todos Santos Bay region, Baja California, Mexico. – Univ. Kansas Paleont. Contrib. 23, Arthropoda 1.
- (1961): Ecology of Ostracode Assemblages. – In: Treatise on Invertebrate Paleontology Part Q, Arthropoda 3: 56–63, New York (Geol. Soc. Amer.).
- BENSON, R. H. & COLEMAN, G. L. (1963): Recent marine ostracodes from the eastern Gulf of Mexiko. – Univ. Kansas Paleont. Contrib. 31, Arthropoda 2.
- BENSON, R. H. & KAESLER, R. L. (1963): Recent marine and lagoonal ostracodes from the Estero de Tastiota Region, Sonora, Mexico (Northeastern Gulf of California). – Univ. Kansas Paleont. Contrib. 32, Arthropoda 3.
- BENSON, R. H. & MADDOCKS, R. F. (1964): Recent ostracodes of the Knysna Estuary, Cape Province, Union of South Africa. – Univ. Kansas Paleont. Contrib. 34, Arthropoda 5.
- BERSIER, A. (1939): Discoasteridées et Coccolithophoridées des marnes oligocènes vaudoises. – Bull. Lab. Géol. Lausanne 65: 1–20.
- BLAU, R. V. (1966): Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF 125.
- BLENK, M. (1960): Ein Beitrag zur morphometrischen Schötteranalyse. – Z. Geomorphologie 4: 202–242.
- BOLD, W. A. VAN DEN (1961): The Genus *Eucytheridea* BRONSTEIN with a redescription of the type species. – Ann. Magazine nat. Hist. 4: 283–303, London.
- (1963): Die Gattung *Eucytheridea* aus dem Oberoligozän der Niederrheinischen Bucht. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 3: 113–116.
- BOLLI, H. (1951): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen. – *Eclogae* 43: 105–114.
- BRADSHAW, J. S. (1959): Ecology of Living Planktonic Foraminifera in the North and equatorial Pacific Ocean. – Contrib. Cushm. Found. Foram. Res. 10: 25–64.
- BRADY, H. R. (1884): Report on the Foraminifera dredged by HMS Challenger during the years 1873–1876. – Rept. scientific results voyage HMS Challenger, Zool. 9 (Her Majesty's Stationery Office).
- BRAMLETTE, M. N. & RIEDEL, W. R. (1954): Stratigraphic value of Discoasters and some other Microfossils related to recent Coccolithophores. – J. Paleont. 28: 385–403.

- BRAMLETTE, M.N. & SULLIVAN, F.R. (1961): Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. — *Micropaleontology* 7: 129–188.
- BRÖNNIMANN, P. (1949): Notes on the ecological interpretation of fossil Globigerina oozes from the West Indies. — *The Micropaleontologist* 3: 23–27.
- BROSIOUS, M. (1962): Plankton aus dem nordhessischen Kasseler Meeressand (Oberoligozän). — *Z. dtsh. geol. Ges.* 114: 32–56.
- BURCKHARDT, C. (1893): Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz* 32.
- BUXTORF, A. (1916a): Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. — *Erläut. 9 zur geol. Spezialkarte 27a* (Schweiz. Geol. Komm.).
- (1916b): Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette. — *Erläut. 14 zur geol. Spezialkarte 29a* (Schweiz. Geol. Komm.).
- CADISCH, J. (1923): Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. — *Eclogae* 18: 222–227.
- (1927): Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — *Geol. Rdsch.* 19: 105–119.
- CHAROLLAIS, J. J. (1963): Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute-Savoie). — *Arch. Sc. Genève* 15, fasc. 4 et dernier (1962): 631–732.
- CHAROLLAIS, J. J. & WELLHAUSER, F. (1962): Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des Chaînes Subalpines (Haute-Savoie, France). — *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.* 29/76: 21–38.
- CHIERICI, BUSI & CITA (1962): Contribution à une étude écologique des foraminifères dans la mer adriatique. — *Rev. Micropaléont.* 5: 123–142.
- COOKSON, I.C. & EISENACK, A. (1958): Microplankton from Australian and New Guinea Upper Mesozoic sediments. — *Proc. Roy. Soc. Victoria n. s.* 70: 19–79.
- CORMINBEUF, P. (1959): Sur les couches de Culoz-Villarvolard en Suisse occidentale. — *Eclogae* 52: 271–294.
- CRICKMAY, G.W., LADD, H.S. & HOFFMEISTER, J.E. (1941): Shallow-water Globigerina sediments. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 52: 79–106.
- CROUCH, R.W. (1952): Significance of Temperature on Foraminifera from Deep Basins of Southern California Coast. — *Bull. AAPG* 36: 807–841.
- CURTIS-MALKIN, D. (1954): Recent Ostracod biofacies in the East Mississippi area. — *J. Sediment. Petrol.* 24: 139.
- CUSHMAN, J.A. (1910–1917): A monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. — *US Nat. Mus. Bull.* 71.
- (1922): The Foraminifera of the Mint Spring Calcareous Marl Member of the Marianna limestone. — *US Geol. Survey Prof. Paper 129-F*: 123–143.
- (1923a): The Foraminifera of the Vicksburg group. — *US Geol. Survey Prof. Paper 133*: 11–71.
- (1923b): The Foraminifera of the Atlantic Ocean. Part 4, *Lagenidae*. — *US Nat. Museum Bull.* 104, pt. 4.
- (1926): Some Pliocene Bolivinas from California. — *Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res.* 2: 40–47.
- (1927): Some characteristic Mexican fossil foraminifera. — *J. Paleontology* 1: 147–172.
- (1928): Foraminifères du Stampien du bassin de Paris. — *Bull. Soc. Sc. Seine-et-Oise* 8: 47–63.
- (1933): New Foraminifera from the Upper Jackson Eocene of the Southeastern Coastal Plain Region of the United States. — *Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res.* 9: 1–21.
- (1935): Upper Eocene Foraminifera of the Southeastern United States. — *US Geol. Survey Prof. Paper 181*: 1–88.
- (1937): A Monograph of the Subfamily *Virgulininæ* of the Foraminiferal Family *Buliminidae*. — *Spec. Publ. Cushm. Lab. Foram. Res.* 9: 1–228.
- (1939): A Monograph of the Foraminiferal Family *Nonionidae*. — *US Geol. Survey Prof. Paper 191*: 1–100.
- (1948): Foraminifera, their classification and economic use. 4th ed. — Cambridge, Mass. (Harvard Univ. Press).
- (1949): Recent Belgian Foraminifera. — *Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles* 111: 1–59.
- CUSHMAN, J.A. & EDWARDS, P.G. (1937): Notes on the early described Eocene Species of *Uvigerina* and some new species. — *Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res.* 13: 54–61.
- CUSHMAN, J.A. & EDWARDS, P.G. (1938): Notes on the Oligocene species of *Uvigerina* and *Angulogerina*. — *Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res.* 14: 74–89.
- CUSHMAN, J.A. & HENBEST, G.L. (1942): Foraminifera in: *Geology and Biology of North Atlantic Deep-sea cores*. — *US Geol. Survey Prof. Paper 196-A*: 35–50.
- CUSHMAN, J.A. & OZAWA, Y. (1930): A Monograph of the Foraminiferal Family *Polymorphinidae* recent and fossil. — *Proc. US Nat. Mus.* 77, Art. 6: 6–185.

- CUSHMAN, J. A. & PARKER, F. L. (1947): *Bulimina* and related Foraminiferal Genera. — US Geol. Survey Prof. Paper 210-D: 55–176.
- CUSHMAN, J. A. & TODD, R. (1942): The Genus *Cancris* and its Species. — Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res. 18: 72–94.
- CUSHMAN, J. A. & TODD, R. (1943): The Genus *Pullenia* and its Species. — Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res. 19: 1–23.
- DEFLANDRE, G. (1937a): Microfossiles des silex crétacées. — Ann. Paléont. 26: 49–72.
- (1937b): Microfossiles des silex crétacées. — Ann. Paléont. 26: 73–103.
- DEFLANDRE, G. & COOKSON, I. C. (1955): Fossil Microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary Sediments. — Australian J. Marine Freshwater Res. 6: 242–313.
- DEFLANDRE, G. & FERT, CH. (1954): Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscope ordinaire et électronique. — Ann. Paléont. 40: 115–176.
- DUNBAR, C. O. & RODGERS, J. (1957): Principles of Stratigraphy. — New York (Wiley).
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, PH. H. (1959): Turbidities in Flysch of the Polish Carpathian mountains. — Bull. Geol. Soc. Amer. 70: 1089–1118.
- EAMES, F. E., BANNER, F. T., BLOW, W. H. & CLARKE, W. J. (1962): Fundamentals of Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation. — Cambridge (Univ. Press).
- ECKERT, H. R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schrattenfluh. — Eclogae 56: 1001–1072.
- EISENACK, A. (1938): Die Phosphoritknollen der Bernsteinformation als Überlieferer tertiären Planktons. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg (Pr.) 70: 181–188.
- (1954): Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaerideen. — Palaeontographica A 105: 49–95.
- (1958): Mikroplankton aus dem norddeutschen Apt nebst einigen Bemerkungen über fossile Dinoflagellaten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 106: 383–422.
- (1959): Was ist *Membranilarnax*? — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 7: 327–332.
- (1961): Einige Erörterungen über fossile Dinoflagellaten nebst Übersicht über die zur Zeit bekannten Gattungen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 112: 281–324.
- unter Mitarbeit von K. W. KLEMENT (1965): Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. Bd. 1 Dinoflagellaten. — Stuttgart (Schweizerbart).
- EISENACK, A. & GOCHT, H. (1960): Neue Namen für einige Hystrichosphären der Bernsteinformation Ostpreussens. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 11: 516–518.
- ELOFSON, O. (1941): Zur Kenntnis der marinen Ostrakoden Schwedens. — Zool. Bidrag från Uppsala 19: 216–534.
- EMERY, K. O. & HÜLSEMAN, J. (1962): The relationships of sediments, life and water in a marine basin. — Deep-Sea Research 8: 165–180.
- EMILIANI, C. (1954): Temperatures of Pacific Bottom Waters and Polar Superficial Waters during the Tertiary. — Science 119: 853–855.
- EMMENEGGER, CH. (1962): Géologie de la région Sud de Fribourg. — Thèse Univ. Fribourg.
- FANCK, A. (1929): Die bruchlose Deformation von Fossilien durch tektonischen Druck und ihr Einfluss auf die Bestimmung der Arten. — Diss. Univ. Zürich.
- FAVRE, A. (1898): Texte explicatif de la carte du phénomène erratique et des anciens glaciers. — Mat. Carte géol. Suisse 28.
- FAVRE, E. (1872): Note sur la géologie des Ralligstöcke. — Arch. Sc. phys. nat. Genève 45: 368–386.
- FISCHER-OOSTER, C. v. (1856): Übersicht aller bisher bekannten Fundorte fossiler Pflanzen aus der Molasseperiode im Canton Bern. — Mitt. natf. Ges. Bern 1856: 73–79.
- (1870): Über das geologische Alter des sog. Taviglianaz-Sandsteines. — Mitt. natf. Ges. Bern 1869: 189–196.
- FRANKE, A. (1925): Die Foraminiferen des norddeutschen Unter-Oligocäns. — Abh. Ber. Mus. Nat. Heimatk. natw. Ver. Magdeburg 4: 146–190.
- FREI, R. (1912): Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. — Beitr. geol. Karte Schweiz NF 41/2.
- FREY, H. (1892): Zur Heimatbestimmung der Nagelfluh. — Bern (Stämpfli).
- FRÜH, J. J. (1888): Beiträge zur Kenntniss der Nagelfluh der Schweiz. — Denkschr. schweiz. natf. Ges. 30: 95–99.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz, mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. — Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 3.

- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle **12**: 605–613.
 (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — *Eclogae* **57**: 157–298.
- FURRER, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schrattefluh. — *Eclogae* **42**: 111–154.
- GALLOWAY, J. J. (1933): A Manual of Foraminifera. — Bloomington, Ind. (Principia Press).
- GASSER, U. (in Vorbereitung): Sedimentologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des Entlebuch. — Diss. Univ. Bern.
- GERLACH, E. (1961): Mikrofossilien aus dem Oligozän und Miozän Nordwestdeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Hystrichosphaeren und Dinoflagellaten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **112**: 143–228.
- GIRARDIN, P. (1911): Le plongement des bancs de molasse et de Nagelfluh sur la rive Nord du lac de Thoune. — Bull. Soc. fribourgeoise Sc. nat. **19**: 72–74.
- GOCHT, H. (1955): *Rhombodinium* und *Dracodinium*, zwei neue Dinoflagellatengattungen aus dem norddeutschen Tertiär. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **2**: 84–92.
 — 1959: Mikroplankton aus dem nordwestdeutschen Neokom. — Paläont. Z. **33**: 50–89.
 — (1960): Die Gattung *Chiropteridium* n. gen. (*Hystrichosphaeridea*) im deutschen Oligozän. — Paläont. Z. **34**: 221–232.
- GOERLICH, F. (1953): Ostrakoden der *Cytherideinae* aus der Tertiären Molasse Bayerns. — Senckenbergiana leth. **34**: 117–148.
- GRIMSDALE, T. F. & MORKHOVEN, F. P. C. M. (1955): The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. — 4th World Petrol. Congr. Proceed. Sect. ID, Pap. **4**: 473–491.
- HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. — Beitr. geol. Karte Schweiz NF **83**.
- HAGN, H. (1954): Ein Fund der Gattung *Queralina* MARIE 1950 (Foram.) im Unter-Oligozän von Reit i. Winkl. Ein Beitrag zur Mikropaläontologie des inneralpinen Tertiärs. — Geol. Jb. **68**: 331–340.
 — (1955): Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. dtsh. geol. Ges. **105**: 324–359.
 — (1956): Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung. — Palaeontographica **A 107**: 67–210.
 — (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica **44**: 1–208, München.
- HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschliessenden Helvetikums. — Geologica Bavarica **10**.
- HAGN, H., HÖLZL, O. & HRUBESCH, K. (1962): Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **8**: 423–447.
- HAGN, H. & ZEIL, W. (1955): Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb. **69**: 537–598.
- HANTKEN, M. v. (1875): Die Fauna der *Clavulina Szaboi*-Schichten, 1. Theil: Foraminiferen. — Mitt. Jb. k. ungar. geol. Anst. **4**: 1–94.
- HARTMANN, G. (1954a): Ostracodes des eaux souterraines littorales de la Méditerranée et de Majorque. — Vie et Milieu **4**: 238–253.
 — (1954b): Les ostracodes de la zone d'algues de l'Eulittoral de Banyuls. — Vie et Milieu **4**: 608–612.
 — (1954c): Les ostracodes du sable à Amphioxus de Banyuls. — Vie et Milieu **4**: 648–658.
 — (1954d): Ostracodes des étangs méditerranéens. — Vie et Milieu **4**: 707–712.
 — (1962): Ostracoden des Eulitorals. — Mitt. hamburg. zool. Mus. Inst. *Ergänzungsband* zu Bd. **60**: 169–270.
- HAUS, H. (1937a): Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch–Thunersee. — *Eclogae* **29**: 507–514.
 — (1937b): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental. — Beitr. geol. Karte Schweiz NF **75**.
- HAY, W. W. (1961): Note on the preparation of samples for Discoasterids. — J. Paleontology **35**: 873.
- HAY, W. W. and MARSALEK, D. S. (1963): Fossil Foraminifera in Adriatic Beach Sands. — Contrib. Cushman. Found. Foram. Res. **14**: 16.
- HEER, O. (1855–1859): Flora Tertiaria Helvetiae (3 Bde.). — Winterthur (Wurster).
 — (1865): Die Urwelt der Schweiz. 1. Aufl. 1865; 2. umgearbeitete Aufl. 1879; 3. Aufl. 1883. — Zürich (Schulthess).

- HEIM, ALBERT (1919): Geologie der Schweiz. Bd. I. – Leipzig (Tauchnitz).
- HEIM, ARNOLD (1906): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 2: 441–461.
– (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 35: 97.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF 114.
- HERM, D. (1965): Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien). – Z. dtsh. geol. Ges. 115: 277–348.
- HOFKER, J. (1932): Notizen über die Foraminiferen des Golfes von Neapel. – Pubbl. Stazione zoolog. Napoli 12: 61–144.
– (1960): Foraminiferen aus dem Golf von Neapel. – Paläont. Z. 34: 233–262.
- HOLLIGER, A. (1954): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). – Diss. Univ. Basel. Manuskript.
– (1955): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). – Eclogae 48: 79–97.
- HOWE, H. V. (1962): Ostracod Taxonomy. – Baton Rouge, Louisiana (State Univ. Press).
- International Subcommittee on Stratigraphic Terminology (1961): Stratigraphic classification and terminology. – Internat. Geol. Congr. Rept. 21st Session Norden 1960, 25.
- JARKE, J. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferenfauna der mittleren und westlichen Barents-See. – Internat. Rev. gesamte Hydrobiologie, Berlin, 45: 581–654.
- KAASSCHIETER, J. P. H. (1961): Foraminifera of the Eocene of Belgium. – Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles, 147.
- KAUFMANN, F. J. (1872): Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 11.
– (1886): Emmen- und Schlierengegenden. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/I.
- KEIJ, J. A. (1957): Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. – Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles, 136.
- KEY, A. J. (1953): Preliminary note on the recent ostracoda of the Snellius expedition. – Proc. K. nederl. Akad. Wetensch., Ser. B 56: 155–168.
- KLEBELSBERG, R. v. (1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2. Bd. – Wien (Springer).
- KLEMENT, K. (1960): Dinoflagellaten und Hystriochosphaerideen aus dem Unteren und Mittleren Malm Südwestdeutschlands. – Palaeontographica A 114: 1–104.
- KLIE, W. (1936): Ostrakoden der Familie *Cytheridae* aus Sand und Schell von Helgoland. – Kieler Meeresforsch. 1: 49–72.
– (1938): Ostracoda, Muschelkrebse. – In: Die Tierwelt Deutschlands 34. Teil, 3.
- KLUMPP, B. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Mikrofossilien des mittleren und oberen Eozän. – Palaeontographica A 103: 377–406.
- KORNICKER, L. S. (1958): Ecology and Taxonomy of recent Marine Ostracodes in the Bimini Area, Great Bahama Bank. – Inst. Marine Sc. Port Arcansas, Texas, 5: 193–300.
- KORNICKER, L. S. & WISE, C. D. (1960): Some environmental boundaries of a marine ostracode. – Micropaleontology 6: 393–398.
- KRUIT, C. (1955): Sediments of the Rhone Delta. – Verh. K. nederl. geol. mijnbouw. Genoot., geol. ser. 15: 357–499.
- KRUMBEIN, W. C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. – J. Sediment. Petrol. 11: 64–72.
- KRUTZSCH, W. (1957): Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. – Z. angew. Geol. 3: 509–548.
- KRYNINE, P. D. (1948): The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. – J. Geol. 56: 130–165.
- KUENEN, PH. H. (1958): Problems concerning source and transportation of flysch sediments. – Geol. en Mijnbouw N.S. 20/10.
– (1964): Deep sea-sands and ancient turbidites. – In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A.: Turbidites, Develop. Sedimentology 3 (Elsevier, Amsterdam).
- KUHN, Pfarrer (1808): Versuch einer öconomisch-topographischen Beschreibung der Gemeinde Sigriswyl im Berner Oberlande. – Alpina 3: 116–169.
- LADD, H. S. (1936): Globigerina beds as depth indicators in the sedimentary deposits of Fiji. – Science, n. s. 83: 301–302.

- Lexique stratigraphique international (im Druck): Vol. 1 Europe, Fasc. 7 Suisse, Fasc. 7 c Alpes–Tessin Sud (Direction R. F. Rutsch).
- LIEBUS, A. (1902): Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlüsse der oberbayrischen Molasse. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. **52**: 71–104.
- LIECHTI, W. (1928): Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF **61**.
- LINDENBERG, H. G. (1965): Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. – Boll. Soc. Paleont. Italiana **4/1**, Modena.
- LOCARD, A. (1893): Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. – Mém. Soc. paléont. Suisse **19**: 131–272.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1957): Morphology and Taxonomy of the Foraminiferal Genus *Pararotalia* LE CALVEZ 1949. – Smithsonian Misc. Coll. **135**: 1–24.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1964a): Foraminiferida. In: Treatise on Invertebrate Paleontology Part C Protista 2. – Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1964b): The Species and stratigraphic distribution of *Caucasina* and *Aeolomorphella*, New Genus (Foraminiferida). – Tulane Studies Geol. **2**: 69–88.
- LOEBLICH, A. R., TAPPAN, H., BECKMANN, J. P., BOLLI, H. M., GALLITELLI, E. M. & TROELSEN, J. C. (1957): Studies in Foraminifera. – US Nat. Mus. Bull. **215**.
- LOMBARD, A. (1960): Les laminites et la stratification du flysch. – Arch. Sc. Genève **13**, fasc. **4**: 567–570.
- (1963a): Laminites: a structure of flysch-type sediments. – J. Sediment. Petrol. **33**: 14–22.
- (1963b): Stratonomie des séries du Flysch. – Eclogae **56**: 481–511.
- LOWMAN, S. W. (1949): Sedimentary facies in Gulf coast. – Bull. AAPG **33**: 1939–1997.
- LUDWICK, J. C. & WALTON, W. R. (1957): Shelf-edge, calcareous Prominences in Northeastern Gulf of Mexiko. – Bull. AAPG **41**: 2054–2101.
- LYNTS, G. W. (1962): Distribution of Recent Foraminifera in Upper Florida Bay and Associated Sounds. – Contrib. Cushman Found. Foramin. Res. **13**: 127–144.
- MAIER, D. (1959): Planktonuntersuchungen in tertiären und quartären marinen Sedimenten. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **107**: 278–340.
- MARIE, P. (1950): *Queraltina*, nouveau genre de Foraminifères de l'Eocène pyrénéen. – Bull. Soc. géol. France sér. 5 vol. **20**: 73–80.
- MARTINI, E. (1958): Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (*Coccolithophorida*), 1. Taxonomische Untersuchungen. – Senckenbergiana leth. **39**: 353–388.
- (1959): Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (*Coccolithophorida*), 2. Stratigraphische Auswertung. – Senckenbergiana leth. **40**: 137–157.
- (1960): Braarudosphaeriden. Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **88**: 65–87.
- (1961): Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. – Senckenbergiana leth. **42**: 1–41.
- MATTHES, H. W. (1939): Die Lagenen des deutschen Tertiärs. – Palaeontographica **A 90**: 49–108.
- MAYER-EYMAR, K. (1887): Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiär-Versteinerungen der Umgegend von Thun. – Beitr. geol. Karte Schweiz **24/II**.
- MOORE, H. B. (1958): Marine Ecology. – New York (Wiley).
- MOORE, R. C. & coll. (1961): Treatise on Invertebrate Paleontology; Part Q, Arthropoda 3. – Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press.
- MORKHOVEN, F. P. C. M. VAN (1962): Postpalaeozoic Ostracoda (2 Vols.) – Amsterdam (Elsevier).
- MORNOD, L. (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. – Mat. Carte géol. Suisse NS **91**.
- NATLAND, M. L. (1933): The Temperature and Depth-Distribution of some recent and Fossil Foraminifera in the Southern California Region. – Bull. Univ. Calif. Scripps Inst. Oceanogr. Tech. ser. **3**, 10: 225–230.
- NORIN, E. (1958): The sediments of the Central Tyrrhenian Sea. – Repts. Swedish Deep-Sea Exped. **8** fasc. **1**: 1–136.

- NORTON, R. D. (1930): Ecologic Relations of some Foraminifera. — Bull. Scripps. Inst. Oceanogr. Techn. ser. 2, 9: 331–388.
- NYHOLM, K. G. (1961): Morphogenesis and biology of the foraminifer *Cibicides lobatulus*. — Zool. Bidrag från Uppsala 33: 157–196.
- OERTLI, H. J. (1956): Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. — Schweiz. paläont. Abh. 74: 1–119.
- (1963): Fossile Ostrakoden als Milieuindikatoren. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 10: 53–66.
- ORBIGNY, A. D' (1846): Foraminifères Fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne. — Paris (Gide).
- PARKER, F. L. (1948): Foraminifera of the Continental Shelf from the Gulf of Maine to Maryland. — Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, Mass. 100: 214–241.
- (1954): Distribution of the Foraminifera in the Northeastern Gulf of Mexico. — Bull. Mus. Comp. Zool., Cambridge, Mass. 111: 454–588.
- (1958): Eastern Mediterranean Foraminifera. — Repts. Swedish Deep-Sea Exped. 8, fasc. 2: 219–283.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.) — Leipzig (Tauchnitz).
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks, 2nd ed. — New York (Harper).
- PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E. (1964): Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. — Berlin (Springer).
- PHLEGER, F. B. (1951): Ecology of Foraminifera, northwest Gulf of Mexico, Part I Foraminifera distribution. — Mem. Geol. Soc. Amer. 46.
- (1954): Ecology of Foraminifera and associated micro-organisms from Mississippi Sound and environs. — Bull. AAPG 38: 584–647.
- (1960): Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. — Baltimore (John Hopkins).
- PHLEGER, F. B. & PARKER, F. L. (1951): Ecology of Foraminifera, Northwest Gulf of Mexico, Part II Foraminifera species. — Mem. Geol. Soc. Amer. 46.
- PHLEGER, F. B., PARKER, F. L. & PEIRSON, J. F. (1953): North Atlantic Foraminifera. — Repts. Swedish Deep-Sea Exped. 7, fasc. 1: 1–122.
- POKORNY, V. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie (2 Bde.). — Berlin (Dtsch. Verlag Wissensch.).
- POTTER, P. E. & PETTIJOHN, F. J. (1963): Paleocurrents and basin analysis. — Berlin (Springer).
- POWERS, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. — J. Sediment. Petrol. 23: 117–119.
- REBER, R. (1964): Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee. — Eclogae 57: 91–148.
- REISS, Z., KLUG, K. & MERLING, P. (1961): Recent Foraminifera from the Mediterranean and Red Sea coasts of Israel. — Bull. Geol. Survey Israel 32: 27–28.
- REMANE, A. (1934): Die Brackwasserfauna. — Verhandl. dtsch. zool. Ges. 36: 34–74.
- (1958): Oekologie des Brackwassers. — In: Die Binnengewässer 22, Stuttgart (Schweizerbart).
- RENZ, H. H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. — Eclogae 30: 87–214.
- RESIG, J. M. (1958): Ecology of Foraminifera of the Santa Cruz Basin, California. — Micropaleontology 4: 287–308.
- RIGASSI, D. (1957a): Faune Sannoisienne du Pont de Naves (Haute-Savoie). — Arch. Sc. Genève 10, fasc. 2: 171–184.
- (1957b): Le Tertiaire de la Région Genevoise et Savoisiennne. — Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 24/66: 19–34.
- Rock-color chart Committee (1951): Rock color chart. — New York (Geol. Soc. Amer.).
- ROLLIER, L. (1910): Sur la Molasse suisse et du Haut-Rhin. — Verh. schweiz. natf. Ges. Basel 93: 93–101.
- (1911): Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes. — N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 46/1.
- ROTTGARDT, D. (1952): Mikropaläontologisch wichtige Bestandteile rezenter brackischer Sedimente an den Küsten Schleswig-Holsteins. — Meyniana 1: 169–228 (Neumünster).
- RUSCELLI, M. (1950): Foraminiferi di due saggi di fondo del Mar Ligure. — Atti Accad. Ligure Sc. Lett. 6: 347–377.
- RÜTIMEYER, L. (1848): Recherches géologiques et paléontologiques sur le terrain nummulitique des Alpes Bernoises. — Arch. Sc. phys. nat. Genève 9: 177–192.
- (1850): Über das schweiz. Nummulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme. — N. Denkschr. schweiz. Natw. 11, Zürich.
- RUTSCH, R. (1928): Geologie des Belpbergs. — Mitt. natf. Ges. Bern 1927: 1–188.
- (1933): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. — Beitr. geol. Karte Schweiz NF 66.

- RUTSCH, R. F. (1961): Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, I. Teil. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. **28/74**: 27–32.
- (1962): Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, II. Teil. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. **28/75**: 13–24.
- SAID, R. (1950): Distribution of Foraminifera in the Northern Red Sea. – Contrib. Cushman Found. Foramin. Res. **1**: 4–9.
- SANDBERGER, F. C. L. (1875): Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. – Wiesbaden (Kreidel).
- SCHERER, F. (1961): Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten aus der oligozänen, subalpinen Molasse des Entlebuch und des Thunerseegebiets. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. **27**: 15–16.
- (1964): Ostrakoden aus der subalpinen Oligozän-Molasse der Schweiz. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. **31/80**: 10–24.
- SCHNEEBERGER, W. (1927): Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees. – Mitt. natf. Ges. Bern **1926**: 1–98.
- SHROCK, R. R. (1948): Sequence in layered rocks. – New York (Mc Graw Hill).
- SMITH, F. D. jr. (1955): Planktonic foraminifera as indicators of depositional environment. – Micropaleontology **1**: 147–151.
- SMITH, P. B. (1963): Quantitative and qualitative Analysis of the Family *Bolivinitidae*. – US Geol. Survey Prof. Paper **429 A**: A1–A39.
- SPANDEL, E. (1909): Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna. – Ber. Offenbacher Ver. Natk. **43–50**: 57–230.
- SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. – Diss. Univ. Zürich 1948.
- STANLEY, D. J. & BOUMA, A. H. (1964): Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps. – In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A.: Turbidites, Develop. Sedimentology **3**: 34–64, Amsterdam (Elsevier).
- STEHLIN, H. G. (1902): Über die Grenze zwischen Oligocaen und Miocaen in der Schweizer Molasse. – Eclogae **7**: 360–365.
- (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. – Eclogae **16**: 575–581.
- STRADNER, H. (1959): Die fossilen Discoasteriden Österreichs. 2. Teil. – Erdöl-Z. **75**: 472–488.
- STRADNER, H. & PAPP, A. (1961): Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. – Jb. Geol. B. A. Sonderband **7**: 1–160, Wien.
- STUDER, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. – Bern (Chr. Alb. Jenny).
- (1834a): Geologie der westlichen Schweizeralpen. – Heidelberg und Leipzig (Groos).
- (1839): Mémoire sur la carte géologique des chaînes calcaires et arénacées entre les lacs de Thoune et de Lucerne. – Mém. Soc. géol. France **3/10**: 387.
- (1853): Geologie der Schweiz. Bd. **2**. – Bern (Stämpfli).
- (1862): Observations géologiques dans les alpes du lac de Thoune. – Arch. Sc. phys. nat. Genève **15**: 289–303.
- (1867): Geologische Mittheilungen. Die exotischen rothen Granitblöcke. – Mitt. natf. Ges. Bern **1866**: 293–296.
- (1872a): Zur Geologie des Ralligergebirges. – Mitt. natf. Ges. Bern **1871**: 185–194.
- (1872b): Index der Petrographie und Stratigraphie. – Bern (J. Dalp).
- SVERDRUP, H. K., JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. (1942): The Oceans. – New York (Prentice-Hall).
- SWAIN, F. M. (1955): Ostracoda of San Antonio Bay, Texas. – J. Paleontology **29**: 561–646.
- TERCIER, J. (1948): Le Flysch dans la sédimentation alpine. – Eclogae **40**: 163–198.
- TERQUEM, M. (1882): Les foraminifères de l'éocène des environs de Paris. – Mém. Soc. géol. France **3**: 1–193.
- TODD, R. (1957): Smaller Foraminifera in: Geology of Saipan Mariana Islands, Part 3 Paleontology. – US Geol. Survey Prof. Paper **280-H**: 265–320.
- (1958): Foraminifera from western Mediterranean deep-sea cores. – Repts. Swedish Deep-Sea Exped. **8**, fasc. **2**: 168–215.
- TRAVIS, R. B. (1955): Classification of rocks. – Quart. J. Colorado School Mines **50**.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. – Bull. Geol. Soc. Amer. **71**: 843–908.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – Mat. Carte géol. Suisse NS **97**.

- WAGNER, C.W. (1957): Sur les ostracodes du Quaternaire récent des Pays-Bas et leur utilisation dans l'étude géologique des dépôts holocènes. – Diss. Univ. Paris (Sorbonne).
- (1960): Ostracoden Biocoenosen und Thanatocoenosen im Ems-Estuarium (N.O. Niederlande). – Verh. K. nederl. geol. mijnbouwk. Genoot. geol. ser. **19**: 221–236.
- WALLER, H.O. (1960): Foraminiferal biofacies off the South China coast. – *J. Paleontology* **34**: 1164–1182.
- WALLER, H.O. & POLSKI, W. (1959): Planktonic Foraminifera of the Asiatic shelf. – *Contrib. Cushman Found. Foramin. Res.* **10**: 123–126.
- WALTON, W.R. (1955): Ecology of living benthonic Foraminifera, Todos Santos Bay, Baja California. – *J. Paleontology* **29**: 952–1018.
- WEILER, H. (1956): Über einen Fund von Dinoflagellaten, Coccolithophoriden und Hystrichosphaerideen im Tertiär des Rheintales. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **104**: 129–147.
- WETZEL, O. (1933): Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins mit einem sedimentpetrographischen und stratigraphischen Anhang (Schluss). – *Palaeontographica A* **78**: 1–110.
- WILCOXON, J.A. (1964): Distribution of Foraminifera off the Southern Atlantic Coast of the United States. – *Contrib. Cushman Found. Foramin. Res.* **15**: 1–24.
- WOLF, M. (1961): Sporenstratigraphische Untersuchungen in der Gefalteten Molasse der Murnauer Mulde (Oberbayern). – *Geologica Bavarica* **46**: 53–92.
- ZALESNY, E.R. (1959): Foraminiferal ecology of Santa Monica Basin. – *Micropaleontology* **5**: 101–126.

Nachtrag

- BROUWER, J. (1965): Agglutinated Foraminiferal Faunas from some Turbiditic Sequences. – *Proc. K. nederl. Akad. Wetensch., Ser. B* **68**.

Verzeichnis der geologischen Karten

- BALTZER, A., MOESCH, C. & KAUFMANN, F.J. (1887): Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt *XIII*. – *Geol. Komm. schweiz. natf. Ges. Winterthur* (Wurster, Randegger & Co.).
- BECK, P. (1911d): Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken. Mit Profilen. 1:50 000. – *Beitr. geol. Karte Schweiz NF 29, Spez.-Karte 56a*.
- (1911e): Geologische Karte des Burst (Sigriswilergrat), 1:20 000. – *Beitr. geol. Karte Schweiz NF 29, Spez. Karte 57*.
- (1926): Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. – *Mitt. natw. Ges. Thun* **1**.
- BUXTORF, A. & CHRIST, P. (1942): Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000, Sion, Blatt *6*. – *Geol. Komm. schweiz. natf. Ges. Bern* (Kümmerly & Frey).
- FAVRE, A. (1884): Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes Suisses, feuille *3*, 1:250 000. – *Winterthur* (Wurster, Randegger & Co.).
- KISSLING, E. & BALTZER, A. (1889): Geologische Karte des Kantons Bern, 1:200 000. – *Bern* (Schmid, Francke & Co.).
- NUSSBAUM, F. (1922): Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1:75 000. – *Bern* (Kümmerly & Frey). 2. und 3. Auflage 1927, 1936.
- RÜTIMEYER, L. (1850): Karte des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme, aufgenommen 1847?, ohne Massstab, ca. 1:65 000.
- STUDER, B. (1834b): Geologische Karte der Westlichen Schweizer Alpen, 1:200 000. – *Heidelberg und Leipzig* (Groos).

I. TEIL: GEOLOGIE

1. Einleitung und Problemstellung

Begrenzt durch die ausgedehnten Nagelfluhablagerungen des Molassetroges im NW und die mesozoischen und alttertiären Sedimente der helvetischen Randkette im SE liegt im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz eine mächtige Mergel-Sandstein-Abfolge mit Ablagerungen verschiedener orogener Sedimentationstypen. Auf engem Raum sind hier lithologisch ähnliche Sedimente anzutreffen, die teils zum Flysch, teils zur Molasse gehören (vgl. Lageskizze Fig. 1). Innerhalb dieser Zone liegen die seit 140 Jahren bekannten

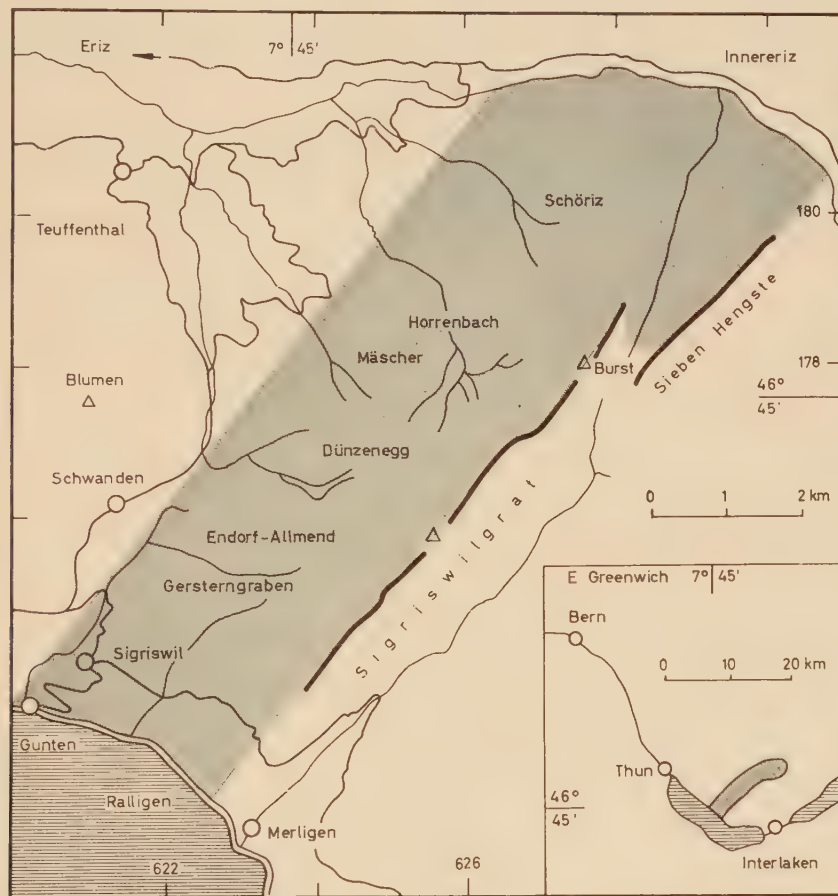


Fig. 1. Lage des Untersuchungsgebiets

Aufschlüsse von Ralligen, auf welche die Lokalbezeichnung Ralligschichten zurückgeht. Besonderes Interesse haben die vielbesuchten und leicht zugänglichen Mergel- und Sandsteinvorkommen von Ralligen durch die namentlich von HEER (1855–59) und MAYER-EYMAR (1887) beschriebenen Mollusken- und Pflanzenreste gefunden.

BECK (1911b, 1911c, 1911d) hat die «Ralligschichten» zwischen Ralligen und dem Eriz im Rahmen der Kartierung (1:50 000) der Gebirge nördlich von Interlaken untersucht und beschrieben (vgl. auch die Darstellung in KAUFMANN 1886).

Der von STUDER (1834) eingeführte Begriff Ralligsandstein und die später daraus abgeleitete Bezeichnung Ralligschichten sind von manchen Autoren sehr unterschiedlich verwendet worden, und zwar sowohl in einschränkendem Sinne wie auch in stark erweiterter Form.

Entsprechend mannigfaltig sind auch die tektonischen Deutungen ausgefallen, die ganz abgesehen von den phantasievollen älteren Darstellungen (siehe Historisches 6.1.) von der Annahme einer grösstenteils normalstratigraphischen Abfolge (BECK 1911b, 1911c, 1911d; RENZ 1937) über Faltenstrukturen (KAUFMANN 1886; ROLLIER 1911) bis zum Schuppenbau reichen (BECK 1934c, 1943, 1946; HAUS 1937a, 1937b).

Altersmässig sind die als «Ralligschichten» bezeichneten Sedimente, oder Teile derselben, durch verschiedene Autoren auf Grund der Fossilfunde bei Ralligen oder aus regionalstratigraphischen Überlegungen u. a. ins Lutétien (HEIM ARNOLD 1906, 1908), Stampien (z. B. BAUMBERGER 1920), Rupélien (z. B. BAUMBERGER 1931), Oberstampien (RENTZ 1937, HAUS 1937b), Chattien (BECK 1946), Aquitanien (MAYER-EYMAR 1887) und Burdigalien (ROLLIER 1911) eingestuft worden.

Faziell sind die Ralligschichten als Ganzes oder Teile davon bald als Flysch (z. B. HEIM ARNOLD 1906, 1908), bald als marine Molasse oder sogar als Süsswassermolasse gedeutet worden.

Der südlichste Abschnitt der mächtigen Mergel-Sandstein-Abfolge im unmittelbar Liegenden der helvetischen Randkette ist kürzlich durch REBER (1964) neu beschrieben worden. Der übrige Teil der Schichtfolge ist seit der oben erwähnten Bearbeitung durch BECK (1911b, 1911c, 1911d) nie mehr genauer untersucht worden.

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit besteht deshalb vor allem darin, die nordwestlich an das Untersuchungsgebiet von REBER anschliessende mächtige Sandstein-Mergel-Abfolge zu gliedern, zu datieren und ihre tektonische Stellung abzuklären.

2. Geologisch-tektonische Übersicht

(Fig. 2, vgl. auch Taf. VI)

Zum besseren Verständnis der nachfolgenden Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse werden die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden Arbeit hier vorweggenommen. Fig. 2 gibt eine tektonische Über-

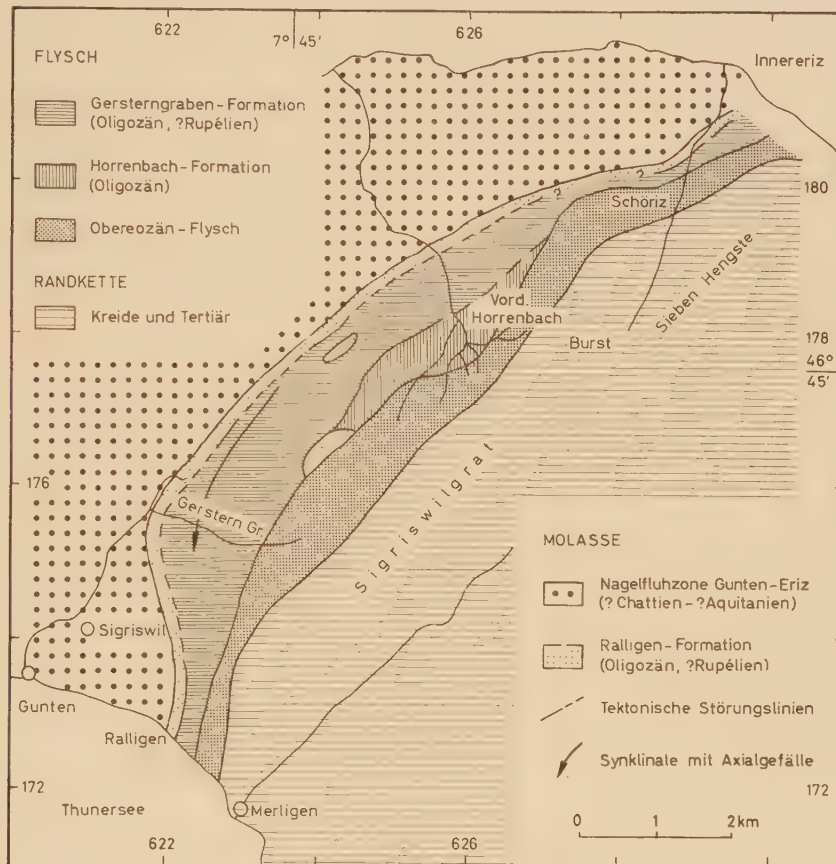


Fig. 2. Geologisch-tektonische Übersichtskarte

sicht des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz. Die südlichste tektonische Einheit bildet die helvetische Randkette (Kreide und Tertiär). Sie ist überschoben auf den kürzlich von REBER (1964) im Detail untersuchten, komplex zusammengesetzten Obereozän-Flysch. NW davon ist der früher zu den «Rallig-schichten» gezählte und vom Verfasser neu ausgeschiedene Oligozän-Flysch aufgeschlossen. Er besteht aus zwei tektonischen Einheiten. Die südlichere ist aus der neu benannten Horrenbach-Formation (Oligozän) aufgebaut, während sich die nördlichere aus der neu bezeichneten Gersterngraben-Formation (Oligozän, ?Rupélien) zusammensetzt. Als schmale Zone schliesst sich die Untere Meeresmolasse an, welche lithologisch die Ralligen-Formation umfasst (Oligozän, ?Rupélien). Sie ist auf die davorliegenden mächtigen Ablagerungen der Nagelfluhzone Gunten-Eriz (Untere Süßwassermolasse, ?Chattien – ?Aquitaniien) aufgeschoben.

3. Methodisches

(Topographische Kartenunterlage, Feldbezeichnungen, Stratigraphische Terminologie, Gesteinsbeschreibung)

Da vom Arbeitsgebiet (vgl. Fig. 1) nur eine geologische Übersichtskarte im Massstab 1:50 000 (BECK 1911 d) zur Verfügung stand, musste als Ausgangspunkt für weitere Untersuchungen zuerst eine geologische Neuaufnahme erfolgen. Für den südlichen Teil vom Thunersee bis zu den Koord. 624.400/179.000 dienten als topographische Unterlage Messtischblätter im Massstab 1:10 000. Für das übrige Untersuchungsgebiet ist eine von der Eidgenössischen Landestopographie zur Verfügung gestellte und auf 1:10 000 vergrösserte Kopie einer unveröffentlichten topographischen Originalkarte (1:25 000) benützt worden. Da dieselben Flurnamen in älteren Darstellungen teilweise andere Lokalitäten kennzeichnen als in neueren Karten (vgl. z. B. Dünzenegg in KAUFMANN 1886: 497 und Landeskarte Blatt 254), werden in der vorliegenden Arbeit nur die in der Landeskarte (Blatt 254 Interlaken) eingetragenen Benennungen verwendet. Den Namen Horrenbach beschränkt der Verfasser ausnahmslos auf den Bach und nicht auf die in der Landeskarte damit bezeichnete weiter westlich gelegene Gegend (siehe Fig. 1).

Zur Beschreibung der Schichtung dienten die folgenden nach DUNBAR & RODGERS (1957: 97) ins Deutsche übersetzten Feldbezeichnungen:

> 100 cm	massig	
30–100 cm	dickbankig	} bankig
10–30 cm	dünnbankig	
3–10 cm	dickplattig	} plattig
1–3 cm	dünnplattig	
0,3–1 cm	schiefrig	
<0,3 cm	blättrig	

Bei Schichtmessungen wird stets das Fallazimut angegeben. Die Gesteinsfarbe ist im trockenen Zustand nach der von der Geological Society of America veröffentlichten Rock-Color-Chart bestimmt worden.

Die stratigraphische Terminologie dieser Arbeit hält sich an die von der «International Commission on Stratigraphic Nomenclature» und der «American Commission on Stratigraphic Nomenclature» veröffentlichten Richtlinien. Als wichtigste lithostratigraphische Einheiten hat der Verfasser Formationen ausgeschieden. Dieser Ausdruck wird somit nicht, wie im deutschen Sprachgebiet oft noch üblich, als Zeitbegriff verwendet. Die Formationen sind jeweils durch ein Typus-Profil genau definiert. In zwei Fällen ist noch eine weitere Unterteilung in Schichtglieder (engl. «Member») erfolgt.

Aus den verschiedenen Gesteinsabfolgen sind 323 Sandstein-Mergel- und Konglomeratproben im Labor näher untersucht worden. Um auch die im Gelände isoliert auftretenden, oft wenig typischen Vorkommen korrelieren zu können, was vor allem zur Abklärung der Reichweite und damit der Bedeutung der einzelnen lithologischen Einheiten wichtig ist, wurden nicht nur Proben aus den Typus-Profilen, sondern aus nahezu sämtlichen Aufschlüssen des Arbeitsgebiets entnommen (mit Ausnahme der Nagelfluhzone Gunten-Eriz). Die für den Fossilinhalt angewandten Untersuchungsmethoden werden im zweiten Teil dieser Arbeit erläutert.

Die Mergel sind in bezug auf ihren Mineralgehalt nicht näher untersucht worden. Der beim Schlämmen auf Mikrofossilien angefallene Gesteinsrückstand wird jeweils kurz beschrieben.

Die Konglomerate sind im Bereich des Arbeitsgebiets fast ausschliesslich auf die jüngsten Ablagerungen beschränkt. Ihre Besprechung erfolgt in 5.2. im Zusammenhang mit den Geröllanalysen.

Die Sandsteine werden innerhalb der untersuchten Molasse- und Flyschsedimente in lithofazieller Hinsicht als wichtigster Gesteinstyp betrachtet, da sie sich im Gegensatz zu den Mergeln mit verhältnismässig einfachen Methoden untersuchen und untereinander vergleichen lassen.

Aus dem kürzlich durch REBER (1964) neu untersuchten Obereozän-Flysch sind seit langer Zeit Gesteine bekannt, die vulkanisches Material führen (Taveyannaz-Sandstein!). Es bestand die Möglichkeit, dass auch die NW anschliessenden Sedimente vulkanische Komponenten enthalten könnten, um so mehr als aus den zur Unteren Meeresmolasse gezählten Ablagerungen im Entlebuch ebenfalls vulkanisches Material führende Sandsteine beschrieben worden sind (HOLLIGER 1954, 1955). Den Sandsteinen mit vulkanischen Komponenten kommt insofern besondere Bedeutung zu, als ihre regional-stratigraphische Verbreitung namentlich durch die Arbeiten von VUAGNAT (1952) verhältnismässig gut bekannt ist. Der rasche Wechsel zwischen grobkörnigen und feinsandigen Lagen (oft durch gradierte Schichtung ineinander übergehend) hat teilweise eine sehr enge Probeentnahme mit mehreren Schläfen pro Bank erfordert.

Die Bezeichnung Sandstein und die enger gefassten Begriffe Quarzsandstein (amerik. «orthoquarzite» oder «quarzite»), Arkose und Grauwacke werden in der Literatur verschieden verwendet (vgl. Zusammenstellung in FÜCHTBAUER 1959: 609–612). Namentlich die genaue Abgrenzung des für Molasse- und Flyschgesteine in Frage kommenden Begriffs Grauwacke ist sehr umstritten (vgl. z. B. die verschieden gefassten Definitionen in KRYNINE 1948: 152, TRAVIS 1955: 22 und PETTIJOHN 1957: 301, FÜCHTBAUER 1959: 610). In der vorliegenden Arbeit wird die Anwendbarkeit der Bezeichnung Grauwacke auf die jeweiligen Sandsteine kurz besprochen. Gleichzeitig werden sie, entsprechend einem Vorschlag von FÜCHTBAUER (1964: 253), nach ihrer Zusammensetzung in wenigen Worten umschrieben (Sandstein = $>50\%$ silikatischer Detritus). Dabei bedeutet:

«mit» oder «... führend» 10–25%

«mit viel» oder «reich an» $>25\%$

Die Zusammensetzung der Sandsteine ist mit dem Point-Counter ermittelt worden. Den Ergebnissen liegen in der Regel 300, z. T. 200 Zählpunkte zu Grunde. Damit jene mit den Angaben von VUAGNAT (1952: 41–46) vergleichbar sind, werden entsprechende Mineralgruppen gebildet (Tab. 2 und 3). Beim Quarzanteil wird ausserdem noch der Prozentsatz der im polarisierten Licht undulös auslöschenden Quarze erwähnt. Die Albitzwillinge zeigenden Feldspäte werden ebenfalls von den übrigen getrennt angeführt. Der silikatisch feindetritische Anteil (Ton) des Bindemittels und der Kalkzement erfahren eine gesonderte Zählung. Die Sandsteine werden ausserdem nach FÜCHTBAUER (1964: 253) in einen jeweils durch Prozentwerte ausgedrückten Sand-, Ton- und Karbonatanteil (Sand + Ton + Karbonat = 100%) zerlegt und die Sandkomponenten in die Bestandteile Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke aufgegliedert (Quarz + Feldspat + Gesteinsbruchstücke = 100%, vgl. Tab. 2 und 3). Gesteinsbruchstücke sind Körner, die aus drei oder mehr Kristallindividuen zusammengesetzt sind (FÜCHTBAUER 1959: 609, 1964: 253). In Fig. 21 in 5.13. sind in einer Dreiecks-Darstellung nach FÜCHTBAUER die verschiedenen Zusammensetzungen aller untersuchten Sandsteine einander gegenübergestellt.

Die Korngrössen variieren häufig stark, und die Sortierung ist dementsprechend schlecht. Sie sind durch eine Vergleichsphoto fraktionierter Sande bestimmt und z. T. unter dem Mikroskop nachgeprüft worden. Sieb-Analysen sind nicht durchgeführt worden.

Der Rundungsgrad ist nach den Photos von POWERS (1953: 118) geschätzt worden.

Die gesamte Belegsammlung zu den vorliegenden Untersuchungen findet sich im Naturhistorischen Museum Bern.

4. Oligozän-Flysch

4.1. Die Horrenbach-Formation

Unterer Flysch KAUFMANN 1886–1887 z. T.; Untere Süsswassermolasse KAUFMANN 1886–1887 z. T.;
«Ralligschichten» i. w. S. BECK 1911 z. T.

4.11. Historisches

Auf der geologischen «Karte des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme» (RÜTIMEYER 1850, ohne Massstab, ca. 1:65 000, ? aufgenommen 1847), welche die Region zwischen dem Augstmatthorn im E und der Blume im W umfasst und nach N bis zur Honegg reicht, ist das Quellgebiet des Horrenbachs als Molasse ausgeschieden. Im zugehörigen Text erwähnt RÜTIMEYER (1850: 9), dass auf Mäscher grünliche, glimmerreiche Sandsteine anstehen, welche er als Molasse betrachtet. Vermutlich versteht RÜTIMEYER darunter die S Mäscher W unterhalb P. 1557 gelegenen Aufschlüsse (Fig. 5 in diesem Kapitel).

KAUFMANN fasst diese Vorkommen ebenfalls als Molasse auf (1886: 497) und reiht sie in die Untere Süsswassermolasse ein (1887 Geologische Karte 1:100 000, Blatt XIII). Die im Quellgebiet des Horrenbachs anstehenden Sandsteine dagegen «schwanken petrographisch zwischen Flysch und Ralligschichten» (1886: 286) und werden von KAUFMANN zusammen mit den ausgedehnten Mergelaufschlüssen jener Gräben (vgl. Fig. 3 dieses Kapitels) zu seinem Unteren Flysch gezählt (1886: 499; BALTZER, MOESCH & KAUFMANN 1887). Altersmässig stellt KAUFMANN diesen Unteren Flysch offenbar ins Obereozän, obgleich er in einer Überschrift auch auf Unteroligozän hinweist (1886: 546, 550; 1887). Leider ist die noch von BECK (1911c: 1) zitierte geologische Originalkarte von KAUFMANN (1:50 000, wahrscheinlich Gebiet zwischen Thunersee und Eriz und helvetische Randkette umfassend) nach freundlicher Mitteilung von Dr. H. A. STALDER (Naturhistorisches Museum Bern) heute nicht mehr auffindbar. KISSLING & BALTZER übernehmen in ihrer geologischen Karte des Kantons Bern (1:200 000, 1889) die Darstellung von KAUFMANN.

BECK scheidet auf seiner «Geologischen Karte der Gebirge nördlich von Interlaken» (1:50 000, 1911d) und der «Geologischen Karte des Burst» (Sigriswilergrat, 1:20 000, 1911e) die im Quellgebiet des Horrenbachs und S Mäscher anstehenden Sedimente als Molasse aus («Ralligschichten» i. w. S., vgl. Historisches 5.11.). Die Korrelation mit den bei Ralligen anstehenden Schichten hat er allerdings als unsicher betrachtet und die ganze Abfolge als das normalstratigraphisch Hangende der W anschliessenden Nagelfluhmassen angesehen (1911a: 500; 1911b: 57–58). BECK (1911c: 58) glaubt, dass diese Mergel und Sandsteine ins Mittelmiozän gehören. Später ändert er seine Auffassung und weist sie durch eine, nur auf lithologischer Ähnlichkeit beruhende Korrelation mit den Vorkommen von Ralligen und auf Grund der von BAUMBERGER (1920: 138, 1921: 208) bestimmten Mollusken jener Lokalität ins Unterstampien (Rupélien; BECK 1946: 354, Taf. XI).

4.12. Typus-Profil und Verbreitung

Die Horrenbach-Formation setzt sich aus Mergel- und Sandsteinablagerungen zusammen, deren vollständigste und zum Typus-Profil gewählte Abfolge im Quellgebiet des Vorderen Horrenbachs liegt. Fig. 3 gibt eine Übersicht der Verhältnisse jenes Bachsystems. Die einzelnen Aufschlüsse sind mit Zahlen gekennzeichnet. Das Typus-Profil umfasst die Nummern 1–11. Unterhalb der Stelle, an der der Weg von der Alp-

hütte Mäscher herkommend den Bach überquert, liegt ein geringmächtiges, versacktes Schichtpaket, bestehend aus dickplattigen Sandsteinen und dünnen Mergelzwischenlagen. Ca. 20 m bachaufwärts beginnt das in Fig. 4 dargestellte anstehende Profil (Koord. 625.700/177.970):

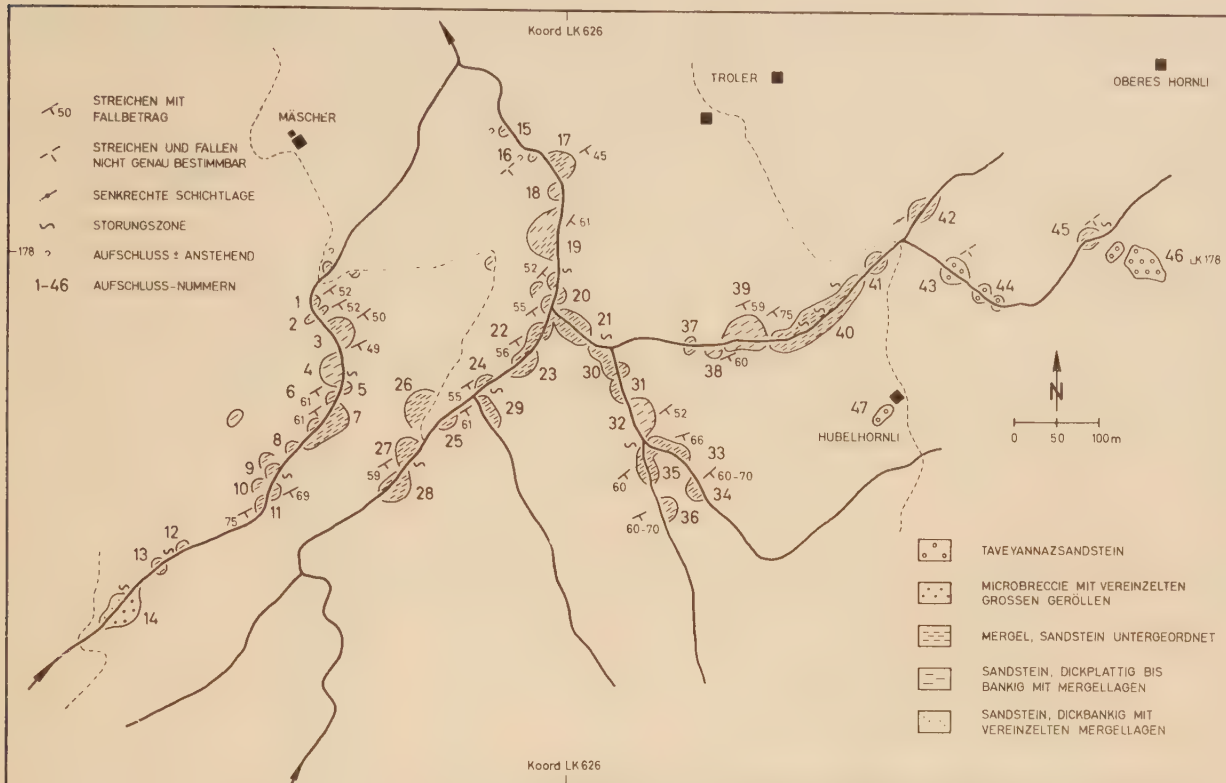


Fig. 3. Aufschlüsse im Quellgebiet des Vorderen Horrenbachs.

- x + 6,5 m
- 14,6 m UHS
1. An der rechten Bachseite auf einer Länge von ca. 6 m grünlich-graue (5GY5/1 *) rostig anwitternde, leicht sandige Mergel mit ca. alle 1–4 cm eingelagerten schiefrigen Siltlagen und durchschnittlich alle 30 cm wiederkehrenden dünnplattigen Feinsand-Siltbändern mit feiner Kreuzschichtung. Die Mergel zeigen eine schalige Absonderung. Die Schichten fallen mit durchschnittlich 52° nach 142° SE. Im oberen Teil Zone mit Rutschharnischen und zerscherten Sandsteinbänken (Versetzungsbeträge ca. 10 cm). Mit Kalzit gefüllte Scherklüfte (= Aufschluss 1).
 2. Nach ca. 2,5 m Überdeckung auf der rechten und linken Bachseite dünnplattige – dünnbankige, oliv-graue Sandsteine (5Y5/1; Korngrösse 0,1–0,2 z.T. bis 0,3 mm), wechselnd mit plattigen – dünnbankigen sandigen Mergelschichten (5GY4/1), welche letztere vor allem im oberen Teil schiefrige harte, unregelmässig begrenzte, seitlich auskeilende, sandige Einlagerungen enthalten. Übergehend in
 3. dickbankige (vereinzelt massige), an der Basis grobsandige (Korngrösse 2,0–1,0 mm) bis microbrecciöse (> 2,0 mm) gelblich-grüne (5GY5/2) Sandsteine. Nach oben übergehend in leicht oliv-graue feinkörnigere Sandsteine (5Y5/1; Korngrösse 1,0–0,2 mm). Einzelne Sandsteinbänke lassen bis zu 4 aufeinanderfolgende Zyklen von gradierter Schichtung erkennen. Auf den Schichtflächen z.T. Pflanzenhäcksel. Mehrere Bänke zeigen auf der Unterfläche grosse Kolkmarken (flute casts), Schleifspuren (groove casts) und Belastungsmarken (load casts). Die Bänke fallen mit durchschnittlich 52° nach 152° SE. Der aus den lithologischen Einheiten 2 und 3 aus vorwiegend dickbankigen Sandsteinen zusammengesetzte Komplex wird informal als Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS) bezeichnet (= Aufschluss 2).
- 2,7 m
- 11,9 m

* Farbe nach Rock-Color-Chart.

22 m MHS

43 m OHS

4. Bachaufwärts auf der rechten Seite grünlich-graue (5GY5/1) rostig anwitternde Mergel, in kleinen unregelmässigen Abständen wechsellagernd mit schiefrigen Siltlagen. Im Hangenden folgt eingelagert in die Mergel ein ca. 1 m mächtiger Komplex aus 4 z. T. linsig ausgebildeten dünn- bis dickplattigen Sandsteinbänkchen mit Mergelzwischenlagen.

Ungefähr in der Aufschlussmitte dickplattige bis dünnbankige harte Sandsteine, wechsellagernd mit 20–50 cm dicken Mergelschichten, die ihrerseits schiefrige Siltlagen führen. Die Sandsteinbänkchen neigen dazu, seitwärts auszuweichen. Einzelne zeigen auf der Unterfläche Belastungsmarken und Schleifspuren. Die Schichten fallen mit 50° nach 142° SE. Die zur Hauptsache aus Mergeln bestehende Abfolge erhält die informale Bezeichnung Mittleres Horrenbach-Schichtglied (MHS) (= Aufschluss 3).

5. Durch Zunahme der Zahl der Sandsteinbänkchen unter gleichzeitigem Dünnerwerden der Mergel-Zwischenschichten erfolgt Übergang in Abfolge mit dickplattigen Sandsteinen (5Y5/1–5Y5/2, z. T. 5GY5/1; Korngrösse 0,1–0,3 mm) und plattigen, sandigen Mergellagen (5GY4/1). Durchschnittlich jeden Meter treten bankige (vereinzelt dickbankige) Sandsteine auf, z. T. durch wellig verlaufende Tonhäute unterteilt. Auf den Schichtflächen oft Pflanzenhäcksel. Auf den Unterflächen Belastungsmarken und Spuren organischer Tätigkeit. Die Schichten fallen mit 49–61° nach 148–154° SE. Im obersten Teil ist auf der rechten Bachseite eine kleine Faltenumbiegung zu beobachten. Der vorwiegend aus dünnbankigen Sandsteinen bestehende Komplex erhält den informalen Namen Oberes Horrenbach-Schichtglied (OHS) (= Aufschlüsse 4 und 5).

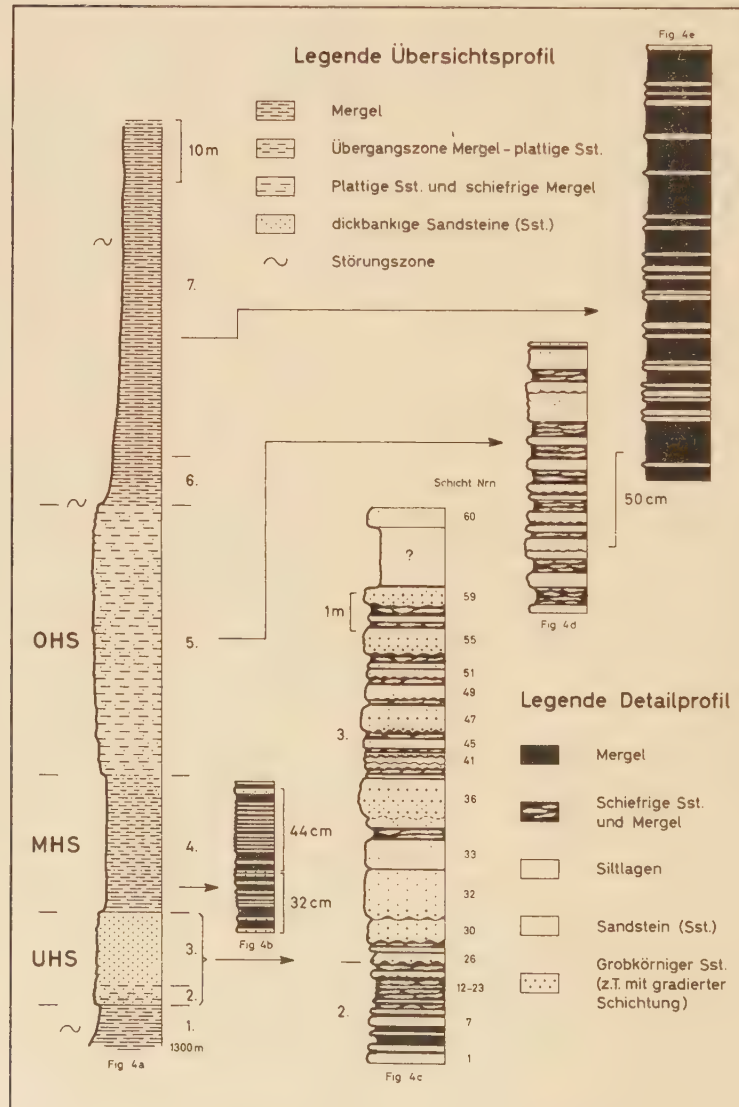


Fig. 4. Typus-Profil der Horrenbach-Formation.

- ca. 68 m { ca. 8 m
- ca. 60 m aufgeschlossen
6. Auf der linken Bachseite Übergangszone in den mächtigen hangenden Mergelkomplex: dünnplattige Sandsteine wechselnd mit sandigen Mergeln. In der Aufschlussmitte 50 cm breite Störungszone. Oberhalb davon plattige siltige Mergelschichten, wechselnd mit schiefrigen – dünnplattigen Silt- bis Sandsteinen. Zuoberst einige dickplattige Sandsteine und eine einzelne 30 cm breite Bank (= Aufschluss 6).
 7. Rechts und im Bachbett grünlich-graue (5GY5/1) Mergel eng wechselnd mit schiefrigen Siltlagen. Unregelmässig alle 25–30 cm dünnplattige Sandsteinbänke zwischenlagert. Sowohl Sandsteine wie Mergel zeigen in der Anwitterung sichtbare Feinlaminierung im mm-Bereich. Die Schichten fallen mit 61° nach 147° SE. Gegen das Hangende werden die einzelnen Mergellagen durchschnittlich etwas mächtiger. Ca. 100 m bachaufwärts 2 m breite Störungszone und links im Hang versackte Mergelmassen. Weiter oben fallen die Schichten mit 69° nach 152° SE (= Aufschlüsse 7–11).

Ca. 70–80 m bachaufwärts im Streichen von Aufschluss 11 stehen noch einmal graue Mergel an (Fig. 3 Aufschluss 12: tektonisiert; Aufschluss 13: im Bachbett sehr klein).

Dieselbe Abfolge ist auch im nächsten Graben weiter E zu beobachten. Hier folgt jedoch im Hangenden ein mächtiger Sedimentkomplex (Fig. 3 Aufschlüsse 28–42), bestehend aus ca. 120 m Mergeln, gefolgt von ca. 45 m lithologisch mit dem Oberen Horrenbach-Schichtglied vergleichbaren Sandsteinen und weiteren max. ca. 100 m Mergeln. Auf Grund des Fossilinhalts und der Lithologie gehören jene Schichten ebenfalls zur Horrenbach-Formation.

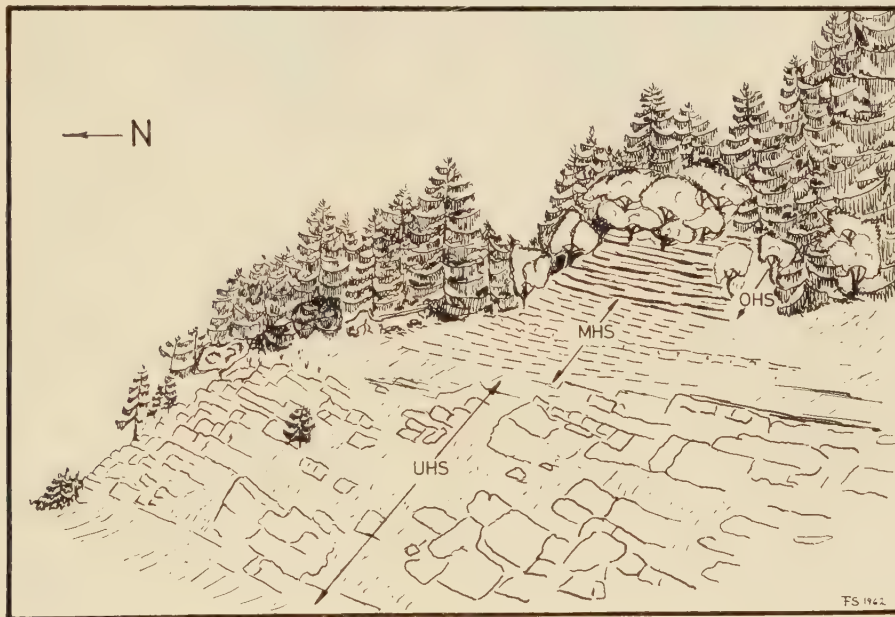


Fig. 5. Aufschluss in der Horrenbach-Formation unterhalb P.1557 (Koord. 624.970/177.650, UHS = Unteres Horrenbach-Schichtglied, MHS = Mittleres Horrenbach-Schichtglied, OHS = Oberes Horrenbach-Schichtglied).

Im Typus-Profil sind nur unbedeutende Verschiebungen innerhalb der normalstratigraphischen Abfolge vorhanden (vielleicht mit Ausnahme derjenigen in Aufschluss 10). Die in 28 erkennbare tektonische Störung lässt sich über 29 nach 30 durchverfolgen. Es ist deshalb unsicher, ob die Ablagerungen der Horrenbach-Formation eine normalstratigraphische oder eine mehrfach in sich verschuppte Abfolge bilden. Die bedeutendste Störungszone zieht von Aufschluss 40 nach 35. Dezimetergrosse Faltenumbiegungen (auch innerhalb von dickplattigen Sandsteinbänken, vgl. Fig. 6) und ausgeprägte durch Kalzitadern auszementierte Ruchelzonen lassen sich mehrfach beobachten.



Fig.6. Falte in der Störungszone von Aufschluss 40 der Horrenbach-Formation (vgl. Fig.3).

Westlich des in Fig.3 dargestellten Gebiets ist die Abfolge Unteres, Mittleres und Oberes Horrenbach-Schichtglied gut aufgeschlossen unterhalb P. 1557 (Koord. 624.970/177.650, Ansichtsskizze Fig.5).

Als südwestlichstes sicheres Vorkommen der Horrenbach-Formation ist bei Koord. 624.600/177.000 ein unten vorwiegend aus dickbankigen, weiter oben dünnbankigen bis dickplattigen Sandsteinen zusammengesetzter Sedimentkomplex aufgeschlossen, der nach oben in eine Mergelabfolge übergeht. Eine Schlammprobe (269) aus den ca. 100 m hangabwärts gelegenen Mergelvorkommen hat nur eine sehr schlecht erhaltene, aus spezifisch nicht mehr bestimmbarer Globigerinen bestehende Assoziation geliefert. Eine weitere Probe (270) aus den 150 -200 m SW gelegenen Mergelanrissen enthielt ebenfalls nur eine spärliche Foraminiferen-Fauna. Weiter im SW sind keine der Horrenbach-Formation angehörenden Ablagerungen mehr anzutreffen.

4.13. Lithologie

4.131. Schichtungseigenschaften

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die Schichtungseigenschaften nach der Methode von LOMBARD¹⁾ (1963 b) quantitativ zu erfassen. Dabei werden vor allem die Schichtdicke und die relative Häufigkeit derselben berücksichtigt.

Fig.4b–4e sind lithologische Einzelheiten zeigende Ausschnitte aus dem Übersichtsprofil Fig.4a. Tabelle 1 enthält die zahlenmässigen Ergebnisse der Detailuntersuchung des Unteren Horrenbach-Schicht-

¹⁾ Der Verfasser dankt Herrn Prof. A. LOMBARD für die Einführung in die Methodik dieser Untersuchungen (Sedimentologiekurs Thonon 24.–28. Juni 1963).

glieds des Typus-Profils und einer ca. 860 m entfernt gelegenen, damit korrelierbaren Abfolge (Unteres Horrenbach-Schichtglied Fig. 5) sowie die Resultate einer Teilaufnahme des Oberen Horrenbach-Schichtglieds (OHS) und der hangenden Mergelschichten (Typus-Profil).

Tabelle 1. Horrenbach- und Gersterngraben-Formation
Schichtungseigenschaften (numerische Werte) nach LOMBARD (1963 b).

		Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS, gesamte Abfolge) Typus-Profil, vgl. Fig. 4c	Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS, gesamte Abfolge) Koord. 624.970/177.650, vgl. Fig. 5	Oberes Horrenbach-Schichtglied (Teilaufnahme) Typus-Profil	Mergelzone im Hangenden des OHS, Typus-Profil	Gersterngraben-Formation Typus-Profil (Teilaufnahme) Mergelabfolge zwischen Unterem und Oberem Gersterngraben-Schichtglied	
Schichtmächtigkeit in cm	totale	1460/1249 ³⁾	1459	337	397,5	1515	
	mittlere	21,1 ³⁾	24,7	4,2	5,9	8,3	
	maximale	132	103	20/70	64	75	
	minimale	2	2	1	0,5	1	
	Sandstein-(S) + Siltbänke (Si)	totale. . . .	943/893 ³⁾	1042	187	46	247
		in %	71,5 ³⁾	71,4	55	11,6	16,3
		mittlere. . .	27,9 ³⁾	33,6	4,2	1,3	2,6
		maximale . .	132	103	20/70	3	12
		minimale . .	2	2	1	0,5	1
	Sandige Mergel (MS) + Mergel (M)	totale. . . .	356 ³⁾	417	150	351,5	1268
		in %	28,5 ³⁾	28,6	45	88,4	83,7
		mittlere. . .	13,1 ³⁾	14,8	4,2	10,6	14,2
maximale . .		30	33	12	64	75	
minimale . .		2	2	1	0,5	1	
Anzahl Schichten	total.	60/59 ³⁾	59	79	67	182	
	S (Si)	33/32 ³⁾	31	44	34	93	
	in %	54 ³⁾	53	56	51	51	
	MS (M)	27 ³⁾	28	35	33	89	
	in %	46 ³⁾	47	44	49	49	
Gesteinstyp	Grobsandig-micro- brecciös (0,5–2,0 mm und >2,0 mm)	cm 24,8 ³⁾	310 ³⁾ 33,9	495			
	Mittelsand (0,2–0,5 mm)	cm 39,3 ³⁾	541/491 ³⁾ 31,3	456 31,1	105		
	Feinsand (ca. 0,1–0,2 mm)	cm 7,4 ³⁾	92 ³⁾ 6,2	91	82 24,4	28 7	157 10,4
	Silt (Si)	cm %				18 4,6	90 5,9
	Sandige Mergel (MS)	cm %	356 ³⁾ 28,5 ³⁾	417 28,6	150 44,5		
	Mergel (M)	cm %				351,5 88,4	1268 83,7

		Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS, gesamte Abfolge) Typus-Profil, vgl. Fig. 4 c	Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS, gesamte Abfolge) Koord. 624.970/177.650 vgl. Fig. 5	Oberes Horrenbach-Schichtglied (Teilaufnahme) Typus-Profil	Mergelzone im Hangenden des OHS, Typus-Profil	Gerstengraben-Formation Typus-Profil (Teilaufnahme) Mergelabfolge zwischen Unterem und Oberem Gerstengraben-Schichtglied
Koeffizienten	$\frac{S}{MS}$ bzw. $\frac{S+Si}{M}$	2,50 ³⁾	2,49	1,24	1,13	0,19
	Schichtindex ¹⁾	47 ³⁾	40	23	16	12
	Q 50 = M (vgl. Fig. 17)	11,5	14	2,5	1,7	4,1
	Q 25	5,5	9,5	1,3	0,7	1,2
	Q 75	23	33	4,4	6,4	11
	SO _a = Q ₃ —Q ₁	17,5	23,5	3,1	5,7	9,8
	SO _g = Q ₃ /Q ₁	4,1	3,4	3,3	9,1	9,1
	Sk _a = (Q ₁ +Q ₃ —2M)/2	2,7	7,2	0,3	1,9	2
	Sk _g = Q ₁ Q ₃ /M	11	22,3	2,2	2,6	3,2
	Formel nach LOMBARD 1963 b ²⁾	71,5 28,5 ⁴⁾ Ab = S—MS 54 46 ⁵⁾	71,4 28,6 Ab = S—MS 53 47	55 45 Aa = S—MS 56 44	11,6 88,4 Ca = S(Si)—M 51 49	16,3 83,7 Cb = S(Si)—M 51 49

$$^1) \text{ Schichtindex} = \frac{\text{Anzahl Schichten} \times 100}{\text{Total Mächtigkeit}}$$

$$^2) A = \frac{S}{MS} > 1 \quad a = \text{Durchschnitt Schicht-} \\ \text{dicke 1–5 cm}$$

$$C = \frac{S+Si}{M} < 1 \quad b = \text{Durchschnitt Schicht-} \\ \text{dicke 5–25 cm}$$

³⁾ Im Typus-Profil sind im oberen Teil 1,60 m nicht aufgeschlossen und die höchste 50 cm messende Sandsteinbank liegt isoliert (vgl. Fig. 4c). In den mit Ziffer ³⁾ gekennzeichneten Ergebnissen ist nur die zusammenhängend aufgeschlossene Abfolge berücksichtigt.

⁴⁾ Mächtigkeitsprozent.

⁵⁾ Häufigkeitsprozent.

Die Variationskurven der Schichtmächtigkeiten zeigen keine deutlich unterscheidbaren Sequenzen, weshalb auf eine Abbildung verzichtet worden ist.

Die Lithofazies setzt sich aus $\pm$ sandigen Mergeln und Sandsteinen verschiedener Korngrößen zusammen. Eine Unterteilung der Sandsteine nach Korngrößenklassen und das Bestimmen der zugehörigen Mächtigkeit ist jedoch oft schwierig, da z. T. innerhalb feinkörniger Schichten grobsandige, unregelmässig begrenzte Einlagerungen auftreten. Auch lassen sich in ein und derselben Sandsteinbank häufig mehrere Abfolgen gradiert Schichtung beobachten, die oft wenige Dezimeter seitwärts nicht mehr erkennbar sind. Der in Tabelle 1 angeführte Anteil der verschiedenen Sandsteintypen an der Gesamtabfolge darf deshalb nur als grobe Näherung betrachtet werden. Im UHS dominieren mittel- bis grobsandige z. T. microbrecciöse Sandsteine (0,2–2,0 mm und $> 2,0$ mm), während im OHS fein- bis mittelkörnige Typen (ca. 0,1–0,5 mm) vorherrschen. Die hangenden Mergelschichten enthalten Silt- bis Feinsandlagen. In Fig. 7–9 sind die Schichten nach Mächtigkeitsklassen zusammengefasst.

Die Variationskurven der Anzahl Schichten pro Meter zeigen innerhalb der gleichen Abfolge keine unterscheidbaren Sequenzen. Dagegen schwankt die Zahl der Schichten pro Meter im UHS zwischen 1 und 14 (meist 3–7), während sie im OHS durchschnittlich 26 und in der hangenden Mergelzone 18 beträgt.

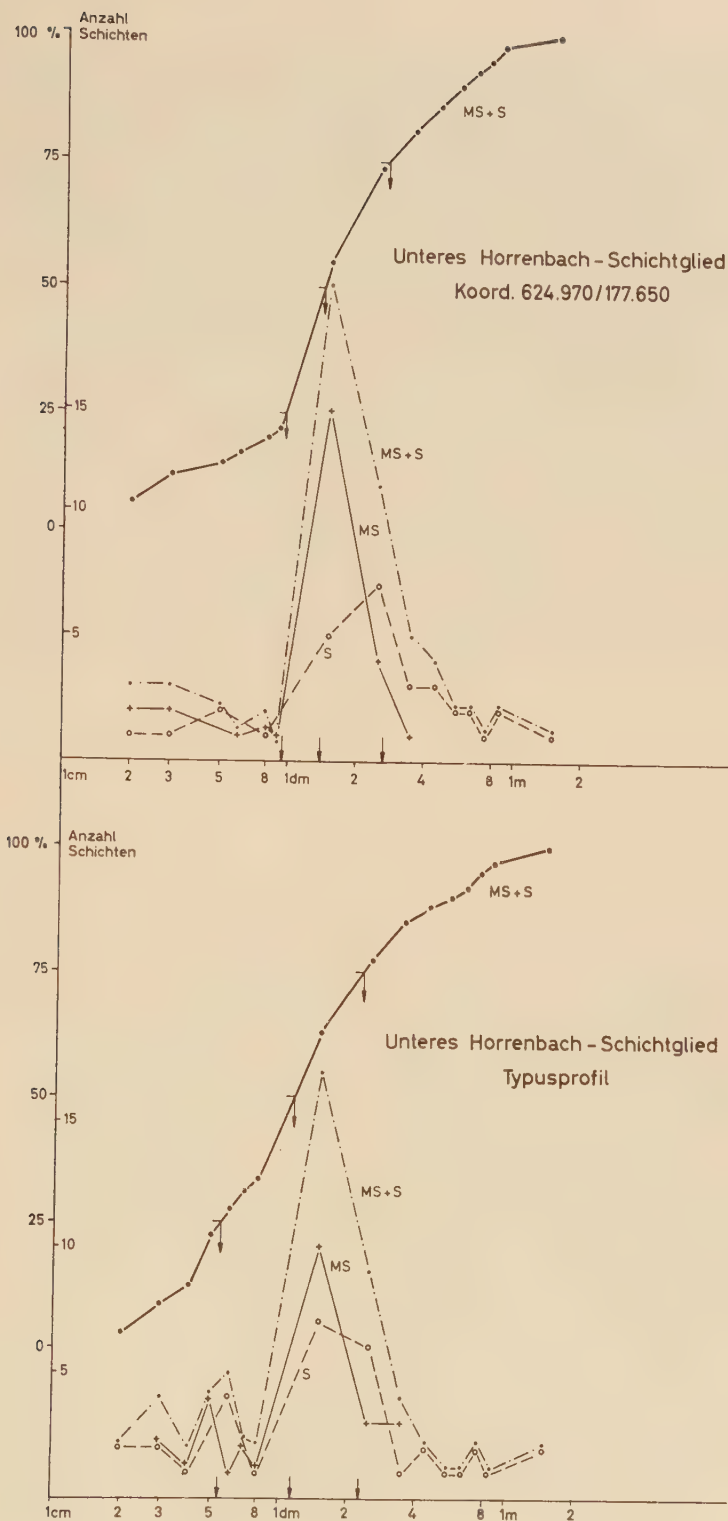


Fig. 7. Unterer Horrenbach-Schichtglied: Typus-Profil und Abfolge bei Koord. 624.970/177.650; zahlenmässige Verteilung der Sandstein- (S) und sandigen Mergelschichten (MS) auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve.

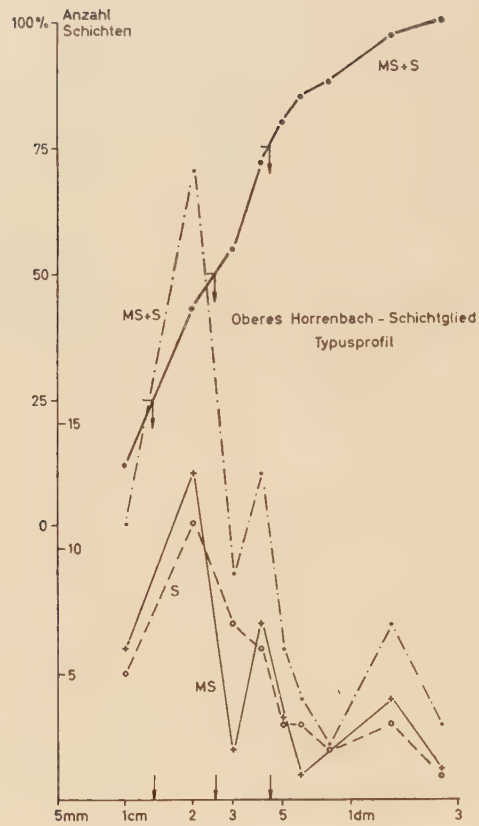


Fig. 8. Oberes Horrenbach-Schichtglied: Ausschnitt aus dem Typus-Profil; zahlenmässige Verteilung der Sandstein- (S) und sandigen Mergelschichten (MS) auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve.

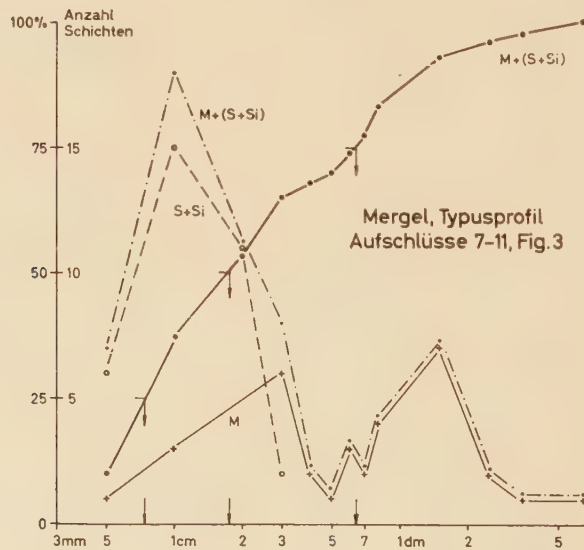


Fig. 9. Mergelschichten im Hangenden des Oberen Horrenbach-Schichtglieds: Ausschnitt aus dem Typus-Profil, Aufschlüsse 7-11, vgl. Fig. 3; zahlenmässige Verteilung der Feinsand-Silt- (S+Si) und Mergellagen (M) auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve.

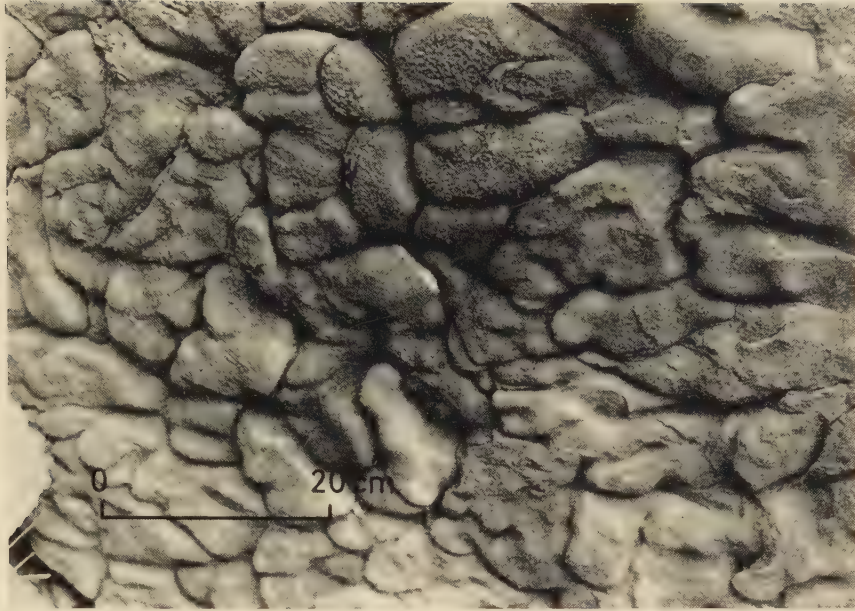


Fig. 10. Belastungsmarken (load casts) auf Schichtunterfläche. Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS),
Koord. 624.970/177.650.



Fig. 11. Kleine Belastungsmarken (load casts). Mittleres Horrenbach-Schichtglied (MHS), Typus-Profil.

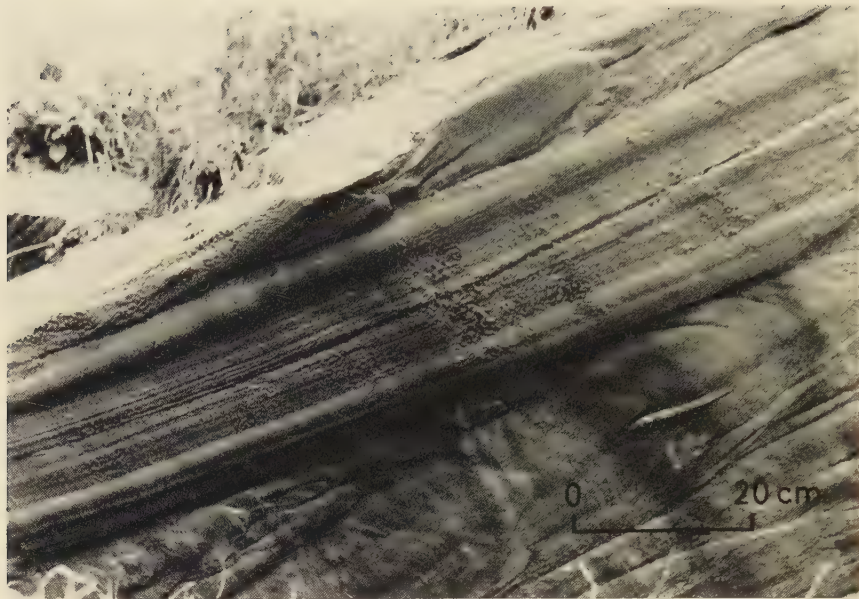


Fig.12. Schleifspuren (groove casts) auf Schichtunterfläche. Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS),
Koord. 624.970/177.650.



Fig.13. Kolkmarken (flute casts). Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS), Koord. 624.970/177.650.

Tabelle 2: Zusammensetzung der psammitischen und microbl

	MU213 ¹⁾	MU219	MU225	NH203	MO240	MO250	NH61	NH69	NH75
Korngrösse in mm									
Durchschnittliche . . .	0,3	0,3	0,3	0,15	0,01	0,1	0,1	0,05	0,3
Maximale	1,8	2,1	2,4	1,7	0,7	0,6	0,7	0,3	4,2
Hornblende, Augit . .	0	0	0	0	0				3
Spilite	6	4	6	—	—				67
Diabase, Chloritite . .	8 2	5 1	7 1	1 1	1 1				70 0
Quarz	4	4	11	4	7	9	4	8	
Quarz undulös	34 30	34 30	35 24	38 34	29 22	45 36	50 46	40 32	10
Feldspat	22	19	22	14	16	12	17	2	
Feldspat, Albitzwillinge	24 2	20 1	24 2	15 1	18 2	12 —	18 1	2 —	5
«Chert»	2		1	+	1		1		
Kalk(Dolomit)-Komponenten	1	2	3	1	3	1	2	1	3
Kalk (Dolomit) als Feindetritus + Zement .	18	9	12	32	24	7	12	43	—
Übr. Feindetritus (Ton)	31 13	39 30	30 18	45 13	48 24	42 35	29 17	57 14	12 12
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Glimmer	+	1	1	3	1	2	+	1	
p ²⁾	0,75	0,8	0,86	0	0				
Ausgezählt	300	300	300	200	200	200	200	200	100
Sandkomponenten . .	68	59	67	54	49	57	69	42	
Karbonat	19	11	15	33	27	8	14	44	
Ton	13	30	18	13	24	35	17	14	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	
Sandkomponenten: Quarz	47	47	46	65	54	62	53	91	
Feldspat	33	28	32	25	33	16	19	5	
Gesteinsbruchstücke . .	20	25	22	10	13	22	28	4	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	

¹⁾ Lokalitäten: MU213–MU233 (UHS) und MO240–MO250 (UHS) und SH111–SH137 (UHS) und SH164–SH169 (OHS) Typus-Profil Fig.3; NH61 = Aufschluss 39 Fig.3; NH69 = Aufschluss 40 Fig.3; Obereozän-Flösch NH75 = Aufschluss 43 Fig.3.

²⁾ Verhältnis $p = \frac{\text{Komponenten andesitischer Fazies}}{\text{Summe der vulkanischen Elemente}}$

Sedimentogene Strukturen auf den Schichtunterflächen sind in der Horrenbach-Formation weit verbreitet. Besonders schön ausgebildet sind sie im UHS. Es lassen sich Schleifspuren (groove casts, vgl. PETTICHOHN F. J. & POTTER P. E. 1964), Kolkmarken (flute casts) und Belastungsmarken (load casts) unterscheiden (Fig. 10–13).

In den stratigraphisch höheren Schichten der Horrenbach-Formation (hauptsächlich in Aufschluss 39 Fig. 3) zeigen einzelne plattige Sandsteinbänke auf den Schichtoberflächen eine sich über mehrere m² erstreckende wellenförmige Ausbildung. Es handelt sich jedoch nicht um typische Rippelmarken. Möglicherweise liegen stark erodierte Interferenz-Rippelmarken vor, wie sie z. B. SHROCK (1948: 117, 118) beschreibt und abbildet.

Das UHS bildet im Sinne von LOMBARD (1960; 1963a und 1963b) eine gemischte Abfolge von Laminiten und Turbiditen, während es sich beim OHS vorwiegend um Laminite 1. Ordnung handelt. Die hangenden Mergelschichten bestehen aus Laminiten 1. und 2. Ordnung.

4.132. Mikrofazies

Die Sandsteine der Horrenbach-Formation sind in 89 Dünnschliffen näher untersucht worden. Davon entfallen 47 auf das Untere Horrenbach-Schichtglied (Typus-Profil 25), 4 auf die vereinzelt Sandsteinlagen des mergeligen Mittleren Horrenbach-Schichtglieds (Typus-Profil 2), 30 auf das Obere Horrenbach-Schichtglied (Typus-Profil 13) und 8 auf die hangenden Aufschlüsse 32, 39 und 40 (Fig. 3). Die quantitative Zusammensetzung der Sedimente ist durch Point-Counter-Auszählungen ermittelt worden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefasst (vgl. auch Fig. 21a und 21b, 5.13.).

Unteres Horrenbach-Schichtglied (UHS): Die grobkörnigen Lagen setzen sich aus einem ziemlich schlecht sortierten, subangulären bis mässig gerundeten Grobsand zusammen. Die Quarzkristalle zeigen im polarisierten Licht fast alle $\pm$ deutliche undulöse Auslöschung. Ein grosser Teil der Feldspäte ist stark zersetzt. In sämtlichen Schliffen kommen vulkanische Komponenten vor (Spilite, arboreszierende Diabase und Chloritite). Ihr quantitativer Anteil ist möglicherweise um wenige Prozente höher als in Tabelle 2 angegeben, da einige $\pm$ idiomorphe Feldspäte ebenfalls aus solchen Gesteinen stammen könnten. Untergeordnet finden sich grosse Karbonatgerölle, «Chert» und Glimmer. Die Komponenten sind von einem feindetritischem (tonigen) Bindemittel und von Karbonat umgeben. Das erstere überwiegt meist gegenüber dem Karbonat. Dabei sind oft $\frac{1}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ des Karbonatanteils (ausnahmsweise sogar noch mehr) ebenfalls detritischer Herkunft. Vereinzelt finden sich abgeschliffene ?aufgearbeitete Grossforaminiferen (Nummuliten). Ziemlich selten tritt Glaukonit auf.

Feinkörnige Lagen gehen z. T. durch gradierte Schichtung (z. B. sehr deutlich in den Schliffen SH 121, SH 123, SH 139) aus den grobkörnigen hervor. Sie finden sich auch als unvermutet auftretende mm-dicke Einlagerungen in grobkörnigen Sandsteinbänken (z. B. Schliff SH 134). In den feinsandigen Schichten fehlen Spilite und Diabase meistens oder sind zumindest sehr selten ($< 1\%$ Häufigkeit). Anstelle der seltenen Grossforaminiferen finden sich in den feinkörnigeren Sandsteinen vereinzelte, vielleicht autochthone *Globigerinidae* und *Anomalinidae*.

Mittleres Horrenbach-Schichtglied (MHS): Die Abfolge besteht hauptsächlich aus einem engen Wechsel von Mergel- und Siltlagen. Die Mergel lassen sich im allgemeinen weniger gut schlämmen als diejenigen der Gersterngraben-Formation. Auch nach längerem Auswaschen enthält der Siebrückstand häufig noch zahlreiche unzersetzte Gesteinsplättchen. Dickere Sandsteinbänke treten erst in der oberen Hälfte des MHS auf. Sie zeigen dasselbe Schliffbild wie die feinkörnigen Lagen des UHS und OHS.

Oberes Horrenbach-Schichtglied (OHS) und hangende Sandsteine der Aufschlüsse 32, 39 und 40 (vgl. Fig. 3): Mit der Abnahme der Bankdicke geht ein Wechsel in der Korngrösse von grob- nach mittel- bis feinsandig vor sich. Das Gestein zeigt eine bessere Sortierung und die Komponenten weisen einen höheren Rundungsgrad auf. Der Feldspatgehalt ist durchschnittlich etwas niedriger als in den grobkörnigen Sandsteinen des UHS, während der Quarzanteil entsprechend zugenommen hat. Spilite, Diabase und Chloritite fehlen oder sind sehr selten. Grössere Karbonatkomponenten sind nicht häufiger als in den grobsandigen Lagen des UHS. Dagegen überwiegt der Karbonatanteil des Bindemittels meist denjenigen des silikatischen Detritus. Rund die Hälfte bis über 80% des Karbonatgehalts ist detritischer Herkunft. Selten kommt Glau-

konit vor. Vereinzelt finden sich nicht näher bestimmbare, zu den *Globigerinidae* und *Anomalinidae* gehörende Kleinforaminiferen.

Bei der Bachgabelung in Aufschluss 35 (Fig. 3) sind mehrere Zentimeter dicke dichte Karbonatbänke in die Mergel eingelagert. In den Dünnschliffen (NH 83, NH 86) ist ein nahezu 100% aus Dolomit (Nachweis mit Alizarin-S Färbung) bestehendes Gestein mit vereinzelt kleinen Quarzkomponenten zu erkennen. Ein sowohl im Handstück wie im Dünnschliff lithologisch übereinstimmendes Sediment tritt als ca. 30 cm grosses Geröll zuoberst in der Gersterngraben-Formation auf (vgl. 4.22. und 4.23.).

Ein Vergleich der psammitischen bis microbrecciösen Ablagerungen der Horrenbach-Formation mit den von VUAGNAT (1952) beschriebenen Flyschsedimenten zeigt eine sowohl qualitativ (Vorkommen von Spiliten, arboreszierenden Diabasen und Chlorititen) als auch quantitativ gute Übereinstimmung zwischen den grobdetritischen Sedimenten des UHS und den «Grès du Val d'Illez» (vorwiegend Typus I) jenes Autors.

Da die grobsandigen Gesteine des UHS Gesteinsbruchstücke führen, reich an Feldspäten sind und ein vorwiegend detritisches Bindemittel besitzen, handelt es sich nach der Definition von PETTIJOHN (1957: 301) um Grauwacken. Nach der Klassifikation von KRYNINE (1948: 152) müssten sie dagegen als feldspatführende Grauwacken («feldspathic graywacke») bezeichnet werden. In der Dreiecksdarstellung von FÜCHTBAUER (1959: 610) kommen die meisten Proben des UHS ins Feld der Feldspatgrauwacke zu liegen, und ein kleinerer Teil fällt in den Bereich der Grauwacke. Nach dem Dreieck Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstücke von TRAVIS (1955: 20) müsste mehr als die Hälfte der Grobsandsteine des UHS als Arkose betrachtet werden, während die restlichen als «lithic sandstone» zu bezeichnen wären.

Nach einem Vorschlag von FÜCHTBAUER (1964: 253) können die grobsandigen bis microbrecciösen Sedimente des UHS als tonige, karbonatführende, feldspatreiche Grobsandsteine (> 50 % silikatischer Detritus) mit Gesteinsbruchstücken umschrieben werden.

Die meisten Sandsteine des OHS sowie die feinkörnigen Lagen des UHS sind wegen des niedrigen Gehalts an toniger Matrix nach der Definition von PETTIJOHN (1957: 301) nicht mehr als Grauwacke zu bezeichnen. Im Benennungsschema von FÜCHTBAUER (1959: 610) kommen die untersuchten Proben gerade noch ins Feld der Feldspatgrauwacke zu liegen, befinden sich jedoch nahe der Grenze zum feldspathaltigen Sandstein. Wegen des verhältnismässig niedrigen Gehalts an Gesteinsbruchstücken dürfen die Sandsteine nach der Definition von PETTIJOHN (1957: 317) nicht mehr unter den Begriff Subgrauwacke eingereiht werden.

Die psammitischen Sedimente des OHS können nach FÜCHTBAUER (1964: 253) als tonige, karbonatreiche, feldspathaltige Mittel-Feinsandsteine mit Gesteinsbruchstücken bezeichnet werden.

4.14. Abgrenzung und Mächtigkeit

Sandsteinproben aus den Aufschlüssen 43, 46 und 47 (Fig. 3) zeichnen sich im Dünnschliff namentlich durch einen hohen Gehalt an vulkanischem Material aus (Zusammensetzung vgl. Probe NH 75, Tab. 2). Es handelt sich um typischen Taveyannaz-Sandstein. REBER (1964: 104) hat die Vorkommen nach der Klassifikation von VUAGNAT (1952) als Taveyannaz-Sandstein Typus 2 bezeichnet.

Während Aufschluss 42 (Fig. 3) nach der gefundenen Mikrofauna noch zur Horrenbach-Formation gehört, erwies sich 45 in bezug auf Foraminiferen als fossilleer.

In Aufschluss 14 (Fig. 3) ist auf der linken Bachseite ein dickbankiger lithologisch zur Horrenbach-Formation gehörender Sandstein anzutreffen. Rechts dagegen steht eine Microbreccie an. Darin eingebettet finden sich grössere Gerölle bis zu 13 cm Durchmesser. Sowohl bei diesen wie auch bei den im Dünnschliff (Schliffe SH 35, SH 35A, SH 35B) festgestellten Komponenten handelt es sich vorwiegend um Kristallinmaterial. Das Gestein besteht zu einem grossen Teil aus Quarz, enthält aber auch grosse Feldspäte und vereinzelt Karbonatkomponenten. Im übrigen ist Karbonat jedoch sehr selten und kommt meist nur als Umwandlungsprodukt und auf Klüften vor. Das Bindemittel besteht nahezu ausschliesslich aus silikatischem Detritus. Ähnliche Microbreccien finden sich SW im Streichen bei Koord. 625.110/177.250.

Zwei Schlammproben (HoS 36a, HoS 36b) aus den Mergeln an der Basis des eben erwähnten Gesteins lieferten keine Mikrofossilien.

In Übereinstimmung mit REBER (1964) betrachtet der Verfasser die lithologisch gut von den Sedimenten der Horrenbach-Formation zu unterscheidende Microbreccie und die Taveyannaz-Sandsteine als Obereozän-Flysch. Die Aufschlüsse 14 und 43 sind die einzigen Vorkommen desselben in unmittelbarer Nähe der Ablagerungen der Horrenbach-Formation. REBER (1964) stellt den Obereozän-Flysch, gestützt auf Kleinforaminiferen¹⁾ und Discoasteriden, ins Priabonien. Der Obereozän-Flysch unterscheidet sich somit nicht nur lithologisch in der Ausbildung der psammitisch-microbrecciösen Gesteine, sondern auch altersmässig von der Horrenbach-Formation. Er ist ferner gekennzeichnet durch das Auftreten der von REBER (1964) im Detail beschriebenen kristallinen und mesozoischen Einschlüsse, welche in der Horrenbach-Formation fehlen. Die gefundenen, dem Habkerngranit ähnlichen Kristallinblöcke (z. B. in Aufschluss 19, Fig. 3) und der in 30 beobachtete Gipsrest, sind offenbar verrutscht und gehören nicht zur Horrenbach-Formation.

Gegen die NW anschliessende Gersterngraben-Formation lässt sich die Horrenbach-Formation nicht genau abgrenzen. Die im Liegenden des UHS auftretenden Sandsteine (z. B. Koord. 624.650/177.900), die, wie noch im nächsten Kapitel zu erläutern sein wird, als stratigraphisch höchste der Gersterngraben-Formation aufgefasst werden, zeigen jedoch eine andere Ausbildung als diejenigen der Horrenbach-Formation. Dagegen stimmen die tieferen Teile der Gersterngraben-Formation lithologisch besser mit der Horrenbach-Formation überein. So sind beispielsweise die in beiden Abfolgen vorkommenden sedimentogenen Strukturen (Belastungsmarken, Schleifspuren usw., letztere im UHS meterweit verfolgbar) in den stratigraphisch höchsten Sandsteinen der Gersterngraben-Formation zwar noch vorhanden, zeigen aber weniger ausgeprägte Formen und erreichen geringere Ausmasse. In der Zusammensetzung der grobkörnigen Lagen fällt auf, dass die in der Horrenbach-Formation gefundenen Spilite und arboreszierenden Diabase auch unten in der Gersterngraben-Formation vorkommen, dagegen in den stratigraphisch höchsten Sandsteinen fehlen (vgl. auch übrige Zusammensetzung Tab. 3).

Wie bereits erwähnt, sind die Mergel der Horrenbach-Formation im allgemeinen kompakter und lassen sich weniger gut schlämmen als diejenigen der Gersterngraben-Formation. Der Schlämmrückstand besteht auch nach längerem Auswaschen häufig noch aus sehr kleinen, unzersetzten Gesteinsplättchen statt aus losen Sandkörnern. Die Mikrofauna der Horrenbach-Formation zeigt grosse Ähnlichkeit mit derjenigen der Gersterngraben-Formation, ist jedoch schlechter erhalten als in dieser.

Da sich gleichzeitig die Sandsteine der Horrenbach-Formation besser mit dem älteren Teil der Gersterngraben-Formation vergleichen lassen, ist zwischen beiden Abfolgen eine NE-SW verlaufende Überschiebung zu vermuten. Im Bereich der angenommenen Störung sind tektonisierte Mergel zu beobachten (z. B. S der Alphütte P. 1460, Koord. 624.750/177.600).

Die Mächtigkeit des Typus-Profiles beträgt rund 154 m (vgl. 4.12.). Im Hangenden folgen weitere 120 m Mergel, 45 m Sandsteine und max. ca. 100 m Mergel. Da der genaue Verlauf der zwischen Gersterngraben-Formation und Horrenbach-Formation angenommenen Überschiebung nicht festzustellen ist, kann die Mächtigkeit der wahrscheinlich grösstenteils aus Mergeln bestehenden Abfolge im Liegenden des UHS nur als Näherungswert ermittelt werden. Er dürfte ca. 120 m bis max. 180 m betragen. Damit ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit der Horrenbach-Formation von höchstens 600 m bei Annahme einer normalstratigraphischen Schichtreihe. Die wesentlich geringere Mächtigkeit im Gebiet von P. 1557 (vgl. Taf. VI Profil 12) und die im Vorderen Horrenbach beobachteten tektonischen Störungszonen (Fig. 3) deuten darauf hin, dass eine verschuppte Abfolge vorliegen könnte (2–3 lokal begrenzte Schuppen mit geringen Überschiebungsbeträgen?).

¹⁾ Unter den vom Verfasser zu Vergleichszwecken aus dem Obereozän-Flysch geschlämmten 11 Proben erlaubt einzig die NE Alphütte Obere Matte (Probe 279, Koord. 624.150/176.420) entnommene eine altersmässige Aussage. Sie lieferte folgende Foraminiferen:

Tritaxilina pupa (GÜMBEL)
Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ
Globigerina sp.
Cibicides grimsdalei NUTTALL

G. centralis kommt nach BOLLI (1957: 159) vom mittleren Mitteleozän bis Ende Obereozän vor. Da in der sicher oligozänen Gersterngraben-Formation aufgearbeitete mittel- bis obereozäne Mikrofossilien (Foraminiferen, Discoasteriden) stellenweise häufig sind, erhebt sich die Frage, ob die gefundenen Eozän-Fossilien im «Obereozän»-Flysch wirklich autochthon sind. Auf Oligozän hinweisende Mikrofossilien sind allerdings bis heute keine gefunden worden.

4.15. Fossilinhalt

Aus den in Fig. 3 dargestellten Aufschlüssen im Quellgebiet des Vorderen Horrenbachs sind 56 Mergelproben (4 davon stammen bereits aus dem Obereozän-Flysch: Aufschlüsse 43, 45, 14) mittels der im zweiten Teil dieser Arbeit besprochenen Methode auf Mikrofossilien geschlämmt worden. Die Probe-Entnahmestellen liegen gleichmässig über das gesamte Areal verteilt (einzig aus den folgenden schlecht aufgeschlossenen oder in einer Ruschelzone liegenden Mergel-Vorkommen wurde nichts untersucht: 6, 9, 13, 26). Zusätzlich sind 4 weitere Proben aus den Mergelhorizonten der in Fig. 5 skizzierten Abfolge geschlämmt worden. Je eine weitere Mergelprobe stammt aus den Aufschlüssen Koord. 625.320/177.650, Koord. 624.500/177.060 und Koord. 624.250/176.980.

Von den insgesamt 59 aus den zur Horrenbach-Formation gezählten Ablagerungen (vgl. Taf. V) geschlämmten Proben erwiesen sich 3 (HoS 46, 47, 56, alle aus Aufschluss 20, Fig. 3) in bezug auf Foraminiferen, Ostrakoden oder andere Organismenreste derselben Grössenordnung als fossilifer (Sieb 0,1 mm). Weitere Proben von der gleichen Stelle enthielten nur eine spärliche Fauna. In den übrigen fanden sich grösstenteils schlecht erhaltene, nicht mehr näher bestimmbare Globigerinen und eine kleinere Zahl von benthonischen Foraminiferen. Die gefundene Fauna setzt sich wie folgt zusammen:

- Ammodiscus* sp.
- * *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY)
- * *Nodosaria badenensis* D'ORBIGNY
- Lagena* sp.
- * *Plectofrondicularia* sp. cf. *P. concava* LIEBUS
- Globobulimina* sp.
- Fursenkoina schreibersiana* (CZJZEK) ?
- * *Bolivina alpina* LINDENBERG
- * *Bolivina beyrichi* REUSS
- * *Angulogerina* sp. aff. *A. oligocaenica* (ANDREAE)
- Angulogerina* sp.
- Stilostomella* sp.
- Eponides* sp.
- Cassidulina* sp. cf. *C. subglobosa* BRADY
- * *Globigerina* sp. cf. *G. officinalis* SUBBOTINA
- Globigerina* spp.
- * *Globigerinita martini* BLOW & BANNER ?
- Cibicides* sp.

Die mit * gekennzeichneten Arten kommen auch in der Gersterngraben-Formation vor. Die besten unter den allgemein sehr schlecht erhaltenen Faunen lieferten die Aufschlüsse 41, 42, 29, 10 und 8.

Die Mergel der Horrenbach-Formation führen auch Braarudosphaeriden, Discoasteriden und ähnliche Nannofossil-Formen. Eine näher untersuchte, aus Aufschluss Koord. 625.320/177.650 stammende und nach der von HAY (1961: 873) beschriebenen Methode aufbereitete Mergelprobe (210) enthielt neben zahlreichen ovalen Coccolithen wesentlich seltener Discoasteriden und Braarudosphaeriden. An Discoasteriden konnten nur aus älteren Schichten aufgearbeitete Formen festgestellt werden, und auch unter den übrigen Nannofossilien fand sich offensichtlich allochthones Material (u. a. *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE¹⁾). Nach der neueren Literatur kommt Aufarbeitung von Nannofossilien aus älteren Sedimenten häufig vor und ist namentlich in jüngeren als Eozän-Sedimenten verbreitet (vgl. z. B. STRADNER 1959, STRADNER & PAPP 1961, MARTINI 1960, 1961, BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, vgl. auch BRAMLETTE & RIEDEL 1954 betreffend BERSIER 1939). Im folgenden ist auf eine weitere Bearbeitung dieser Fossilgruppe verzichtet worden.

¹⁾ MARTINI (1959: 153) erwähnt *Isthmolithus recurvus* als Leitform für oberes Obereozän, bemerkt allerdings in der gleichen Arbeit, dass vereinzelt auch Exemplare in unteroligozänen Schichten gefunden worden sind. DEFLANDRE (1954: 169) zitiert die Spezies aus Ablagerungen Neuseelands von fraglichem Oligozänalter. SHAMRAY & LAZAREWA (1956 zit. nach MARTINI 1958: 370) erwähnen die Synonym-Form *Coccolithus trinicellus* SHAMRAY & LAZAREWA aus unteroligozänen Schichten.

In den Mergeln der Horrenbach-Formation finden sich auch Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten. Die einzige näher untersuchte und mittels dem im zweiten Teil beschriebenen Verfahren aufbereitete, aus Aufschluss 8 (vgl. Fig. 3) stammende Mergelprobe enthielt folgende Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten:

Deflandrea phosphoritica EISENACK
Deflandrea sp.
Wetzeliella symmetrica WEILER
Wetzeliella (Rhombodinium) sp.
Gonyaulax sp.
Hystrichosphaera ? sp.
Hystrichosphaeridium tubiferum (EHRENBERG)
Hystrichosphaeridium inodes KLUMPP
Hystrichosphaeridium spp. indet.
Baltisphaeridium spp. indet.
Thalassiphora ? sp.

Die ebenfalls vorhandenen Pollen und Sporen sind nicht näher bearbeitet worden (vgl. dazu II. Teil Kapitel 1).

4.16. Alter

Die in der Horrenbach-Formation gefundene Foraminiferen-Assoziation zeigt grosse Ähnlichkeit mit derjenigen der Gersterngraben-Formation, wenn auch diese im allgemeinen eine bedeutend besser erhaltene und dementsprechend reichere Fauna geliefert hat. Von den 10 bestimmbaren oder wenigstens mit einer bestimmten Art vergleichbaren Spezies der Horrenbach-Formation treten deren 6 (wahrscheinlich sogar 8) ebenfalls in der Gersterngraben-Formation auf. Stratigraphisch wertvoll ist vor allem der Nachweis von *Bolivina beyrichi* REUSS, die zu einer im Oligozän (HAGN 1960: 155) und insbesondere im Mitteloligozän weit verbreiteten Formengruppe gehört (CUSHMAN 1937: 75). Sie ist u.a. aus den Argiles de Boom (Typus des Rupélien) bekannt (BATJES 1958: 131). Die übrigen in der Horrenbach-Formation gefundenen und näher bestimmbaren Spezies sprechen nicht gegen ein Oligozän-Alter (vgl. Angaben über ihre stratigraphische Verbreitung im II. Teil dieser Arbeit). Ein Vergleich der Vergesellschaftung mit den von BOLLI (1951) und ECKERT (1963) aus den obereozänen Globigerinenschiefen und dem subalpinen Obereozän-Flysch (ECKERT in REBER 1964) beschriebenen Foraminiferen-Faunen zeigt keine grosse Übereinstimmung. Dagegen sind, wie bereits erwähnt, die Foraminiferen-Assoziation der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation einander sehr ähnlich. Die in dieser enthaltene Fauna lässt sich, wie in 4.26. noch dargelegt werden soll, mit derjenigen der mitteloligozänen Tonmergelschichten Bayerns vergleichen. Auf Grund der geringen Ähnlichkeit zwischen der gefundenen Foraminiferen-Assoziation und solchen des Obereozäns und nach der besseren Übereinstimmung mit Oligozän-Faunen zu schliessen, gehört die Horrenbach-Formation altersmässig ins Oligozän.

4.17. Ablagerungsmilieu und Fazies

(Fortsetzung der Ablagerungen nach NE und SW vgl. 4.29.)

Die gefundene Mikrofauna weist auf marine Verhältnisse hin. Brackische Einflüsse sind nicht zu beobachten. Die in den Mergellagen gefundenen benthonischen Kleinforminiferen dürften autochthon sein. Die Fauna ist jedoch zu spärlich, um eine Schätzung der Ablagerungstiefe zu erlauben. Zudem lässt sich eine Umlagerung aus gleichaltrigen Schichten innerhalb desselben Beckens nicht sicher ausschliessen. Typische Seichtwasser-Anzeichen fehlen. Die seltenen in den grobsandigen Lagen vorkommenden Grossforaminiferen dürften aus älteren Schichten aufgearbeitet sein.

Die Grossforaminiferen dürften durch «turbidity currents» eingeschwemmt worden sein. Mehrere Sedimentationsmerkmale weisen auf das tatsächliche Vorkommen solcher Schlammströme in der Horrenbach-

Formation hin. KUENEN (1964: 20) betont, dass vor allem der monotone Wechsel zwischen grob- bis feinsandigen Schichten verschiedenster Mächtigkeit und feinen (hemi)pelagischen Zwischenschichten konstanter Zusammensetzung aber unterschiedlicher Dicke für «turbidite»-Abfolgen typisch sei. Die Horrenbach-Formation ist gekennzeichnet durch eine derartige Wechsellagerung. Die folgenden in «turbidites» zu beobachtenden Merkmale (KUENEN 1964: 9, 16) sind auch in der Horrenbach-Formation zu erkennen: Gradierte Schichtung (im UHS sehr typisch), «convolute lamination» (vor allem in siltig-sandigen Lagen des UHS der in Fig. 5 dargestellten Abfolge), sedimentogene Strukturen (namentlich Belastungsmarken = load casts, Kolkmarken = flute casts und Schleifspuren = groove casts; vor allem im UHS sehr schön entwickelt). Wie in 4.13. erwähnt, handelt es sich bei den grobsandigen Lagen des UHS um Grauackern. Feinsandige Schichten gehen oft ohne deutlichen Übergang in tonige über. Der von KUENEN (1964: 10) angeführte Zusammenhang zwischen Korngrösse und Bankdicke (max. Korngrösse nimmt mit Anwachsen der Bankdicke zu) lässt sich ebenfalls beobachten. Feinsand- oder Siltlagen zeigen oft Feinlamination.

Nach KUENEN (1964: 18) gehören die meisten «turbidite»-Ablagerungen bathyalen Tiefen an. Er weist jedoch darauf hin, dass «turbidity currents» auch in Flachwasser entstehen können. So konnten z. B. im Rhonedelta in Tiefen von 20–50 m sandige «turbidites» nachgewiesen werden (VAN STRAATEN 1959 zit. in KUENEN 1964: 18). Nach Ansicht dieses Autors sollten derartige, in Strömungsrinnen zur Ablagerung gelangte fluvio-marine «turbidites» auch in alten Sedimenten als solche zu erkennen sein und sich gegenüber dem eigentlichen Typus der «turbidity currents» unterscheiden lassen.

Es fragt sich nun, ob die zuletzt (BECK 1946) als Molasse betrachteten Ablagerungen der Horrenbach-Formation als Molasse oder als Flysch zu bezeichnen sind. Nach RUTSCH (1961: 14–15) sind die Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse in einem «ausgesprochen ufernahen, äusserst flachen Sedimentationsraum» entstanden. Neben vereinzelt normal mariner Entwicklung herrschten meist Brackwasserverhältnisse vor, und fluviatile Einflüsse konnten «den Salzgehalt des Meeres bis zur völligen Aussüssung herabsetzen». Die Untere Meeresmolasse ist somit «ausgesprochen fazieslabil». Ablagerungen dieses Sedimentationstypus liegen in der Horrenbach-Formation offensichtlich nicht vor.

Bedeutend besser stimmt dagegen die von KUENEN (1958: 329) allerdings sehr weit gefasste Flysch-Definition mit der Sedimentationsart der Horrenbach-Formation überein. Ein Vergleich mit den namentlich von TERCIER (1947) und TRÜMPY (1960) zusammengefassten Charakteristika der alpinen Flyschablagerungen zeigt, dass die Horrenbach-Formation manche der für diese Fazies typischen Merkmale aufweist: 1. Normal marines Ablagerungsmilieu (dadurch unterscheiden sich die marinen Sedimente der Horrenbach-Formation deutlich von den brackischen Seichtwasser-Ablagerungen der Ralligen-Formation (Untere Meeresmolasse). – 2. Auftreten der zahlreichen oben erwähnten «turbidite» kennzeichnenden Merkmale. – 3. Vorkommen der charakteristischen reichen Lebensspuren auf den Schichtunterflächen der Sandsteinbänke. – 4. Zusammensetzung der Sandsteine, die zahlreiche Kristallinkomponenten, detritisches Karbonat und in den grobkörnigen Lagen aufgearbeitete Grossforaminiferen und bestimmte vulkanische Gesteinsbruchstücke enthalten. Dieselben vulkanischen Komponenten sind aus grobsandigen Lagen (Grès du Val d'Illiez VUAGNAT 1952) verschiedener alpiner Flyschablagerungen bekannt [u. a. Flysch der Dent du Midi (= Flysch du Val d'Illiez); Flysch in der Unterlage der Morclesdecke; Flysch an der NE-Flanke des Mettenbergs bei Grindelwald; Helvetischer Flysch der Region von Engelberg und des Schächentals; Helvetischer Flysch der Glarner Alpen im Linth- und Sernftal; Flysch subalpin (Couches de Cucloz-Villardvolard) in der Region von Bulle (MORNOD 1949); Subalpiner Flysch nördlich der Schrattenfluh (FURRER 1949, BLAU 1966: 50); Übersicht in VUAGNAT 1952; vgl. auch 4.29.]. – 5. Fehlen von Makrofossilien (im Gegensatz dazu sind aus der Unteren Meeresmolasse verschiedene Molluskenfunde bekannt, vgl. 5.15., 5.19.).

Nicht charakteristisch für eine Flyschfazies ist dagegen das Vorkommen einer spärlichen Zahl von ?autochthonen, kalkschaligen benthonischen Foraminiferen. Sie zeigen jedoch die für Flyschablagerungen typische Kleinwüchsigkeit. In der Literatur finden sich auch Angaben über Vorkommen von benthonischen kalkschaligen Foraminiferen in den tonigen Schichten anderer Flyschablagerungen [u. a. Funde im Subalpinen Flysch (= Obereozän-Flysch) FURRER 1949: 132; ECKERT in REBER 1964: 133]. Kürzlich hat HERM (1965) aus typischen Flyschabfolgen Nordspaniens eine Foraminiferen-Fauna mit reichem Kalkschaler-Benthos beschrieben. Der betreffende Autor verweist gleichzeitig auf Flyschablagerungen Istriens und der Region von Triest, die in ihren tonigen Lagen ebenfalls zahlreiche kalkschalige Benthos-Formen enthalten

(vgl. auch BROUWER 1965: 313, 314, 318, 323 ff. – zitiert im Nachtrag, S. XIX). Es sei hier noch angefügt, dass sich auch rezent «turbidity currents» zugeschriebene Ablagerungen im Verband mit Peliten finden lassen, die benthonische Foraminiferen führen (NORIN 1958: 47; TODD 1958: 179, Tab. 17).

Offensichtlich gibt es auch innerhalb der Flysch-Fazies mehrere Fazies-Typen, die sich durch gewisse $\pm$ erhebliche Unterschiede im Ablagerungsmilieu kennzeichnen und deren genauere gegenseitige Abgrenzung (evtl. durch Einführen neuer Faziesbegriffe) mit dem besseren Verständnis der Sedimentationsbedingungen in Zukunft vermutlich nötig sein wird. Für die jüngeren helvetischen Flyschablagerungen besteht bis dahin die Möglichkeit, den von LEUPOLD und seinen Schülern vorgeschlagenen neutralen Sammelausdruck Sandstein-Dachschiefer-Komplex zu verwenden (vgl. 4.29.). Sicher ist es jedoch nicht angängig, die am Alpenrand tektonisch auf typischer Unterer Meeresmolasse liegenden mächtigen Ablagerungen (deren Äquivalente in der West- und Zentralschweiz als Flysch beschrieben sind) mit zahlreichen charakteristischen Flyschmerkmalen als Molasse zu bezeichnen.

Da die Horrenbach-Formation und die Gersterngraben-Formation, wie bereits erwähnt, ablagerungsmässig eng zusammengehören, wird die Fortsetzung dieser Abfolgen nach NE und SW gemeinsam am Ende des nächsten Kapitels erläutert (4.29).

4.2. Die Gersterngraben-Formation

Ralligsandstein STUDER 1825, 1834 z.T.; Ralligschichten KAUFMANN 1886–1887 z.T.; Untere Süsswassermolasse KAUFMANN 1886–1887 z.T.; Unterer Flysch KAUFMANN 1886–1887 z.T. (= «Taveyannaz-Sandstein» Ralligen); «Ralligschichten» i. w. S. BECK 1911 z.T.

4.21. Historisches

Die ersten geologischen Beobachtungen finden sich in einer von Pfarrer KUHN verfassten Schrift über die Gemeinde Sigriswil. Er berichtet darin, dass an der Sausenegg grobkörnige Sandsteine anstehen, die jedoch z.T. schlecht aufgeschlossen und «mürbe» seien, und auch «Thon und Laim» in der Gegend häufig vorkommen (KUHN 1808: 169).

STUDER (1825: 40) beschreibt erstmals die Microbreccie oberhalb Ralligen (vgl. Fig. 18 Aufschluss GF), welche er später (1834a, 1834b, vgl. auch 5.11.) zusammen mit den liegenden Sandstein-Mergel-Schichten als Ralligsandstein bezeichnet. In der «Geologischen Karte der Westlichen Schweizeralpen» von STUDER (1834b; 1:200 000) ist zwischen der Randkette des Sigriswilgrates und den Nagelfluhablagerungen im NW ein schmaler Streifen von Gurnigelsandstein (Flysch) ausgeschieden, an dessen Stelle in der Umgebung von Ralligen der Ralligsandstein tritt. Die ebenfalls von STUDER stammende geologische Übersichtskarte des Gebiets zwischen Vierwaldstättersee und Thunersee (1839) konnte leider vom Verfasser nicht eingesehen werden, dürfte jedoch, wie sich aus dem Begleittext (STUDER 1839) schliessen lässt, nichts wesentlich neues enthalten.

RÜTIMEYER (1850) befasst sich mit der Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken und veröffentlicht (1850: 7–8) die erste Profilbeschreibung der im Gersterngraben anstehenden Mergel-Sandstein-Abfolge, die er als Molasse betrachtet. Seine Aufzeichnungen enthalten bereits einige Fallmessungen und eine kurze Charakterisierung einzelner auffälliger Schichtglieder, jedoch keine genaueren Mächtigkeitsangaben.

KAUFMANN (1886: 516–518) beschreibt das gleiche Profil ausführlicher, fügt seiner Darstellung einzelne Höhenkoten an und bestimmt bereits die Mächtigkeit einiger Horizonte. Er korreliert die als Molasse aufgefassten, im Gersterngraben aufgeschlossenen Sandsteine und Mergel auf Grund lithologischer Ähnlichkeit mit dem unteren Teil der bekannten Abfolge bei Ralligen (vgl. 5.11.) und bezeichnet jene schmale, nach seiner Meinung bis ins Tönimoos verfolgbare Sedimentzone als Ralligschichten (1886: 516; BALTZER, MOESCH, KAUFMANN 1887: Geologische Karte 1:100 000, Blatt XIII). Die Sandsteine der Sausenegg und

des Hügels zwischen Schnabel und Mächer betrachtet KAUFMANN als jünger und zählt sie zur Unteren Süßwassermolasse (Hohrhonenschichten; 1886: 496–497, Taf. 30, Fig. 1; BALTZER, MOESCH, KAUFMANN 1887: Geologische Karte 1:100 000, Blatt XIII).

BECK (1911a: 500; 1911b; 1911c: 57–58) stellt fest, dass die nach seiner Auffassung miozänen und der Nagelfluh normalauflagernden Mergel und Sandsteine des Gersterngrabens und des NE anschliessenden Gebiets «fälschlich als Ralligschichten bezeichnet» worden sind, da die lithologisch ähnliche Abfolge bei Ralligen einer tektonischen Scholle angehört und möglicherweise älter (evtl. eozän) sei. Das hindert BECK (1911b, 1911c: 55; 1911d) jedoch nicht, die oben erwähnten, von KAUFMANN als Untere Süßwassermolasse ausgeschiedenen Sandsteine, die Ralligschichten KAUFMANNs sowie die neu entdeckten Mergelaufschlüsse im Sulzigraben zur gleichen lithologischen Einheit zu zählen (Miozäne Mergel und Sandsteine, «Ralligschichten» i. w. S.; vgl. auch 5.11.). In zwei Profilbeschreibungen versucht BECK (1911b, 1911c: 56–57), die Aufschlüsse im Gersterngraben und N Stampf lithologisch kurz zu charakterisieren.

Auf die verschiedenen Ansichten (BECK 1934c, 1943, 1946; RENZ 1937; HAUS 1937a, 1937b) über die Tektonik der «Ralligschichten» i. w. S., die sich namentlich auf die bei Ralligen entdeckte, von BAUMBERGER (1920: 138; 1921: 208; 1931: 214; 1934: 67) als Unterstampien (Rupélien) datierte Molluskenfauna stützen, wird in Kapitel 6.1. (Tektonik) eingegangen.

4.22. Typus-Profil und Verbreitung

Die aus Mergeln und Sandsteinen bestehende Gersterngraben-Formation ist sehr gut aufgeschlossen in dem senkrecht zur Streichrichtung eingeschnittenen Gersterngraben, dessen Abfolge der Verfasser zum Typus-Profil gewählt hat. Die Vorkommen sind bereits durch RÜTIMEYER (1850: 7–8), KAUFMANN (1886: 517–518) und BECK (1911b, 1911c: 56–57) beschrieben worden, wobei allerdings die einzelnen Mächtigkeitsangaben z. T. nicht mit denjenigen der vorliegenden Arbeit übereinstimmen. Die Verkehrtlagerung der Abfolge im oberen Teil des Gersterngrabens wurde bisher nicht erkannt. Zur genauen Erfassung der Schichtmächtigkeiten und zur besseren Orientierung innerhalb des Grabens sind ein Nivellement und eine Distanzmessung auf der Bachsohle durchgeführt worden. 60 m oberhalb der befahrbaren Brücke über den Gersterngraben waren zeitweilig auf der rechten Bachseite 2 m graue Mergel und plattige Sandsteine zu beobachten. Da der Aufschluss später durch nachrutschendes Moränenmaterial und Bachgeschiebe zugedeckt wurde, ist er in Tafel V und VII nicht eingetragen. 20 m weiter oben beginnt auf der linken Seite das gut aufgeschlossene Profil. Da es sich jedoch bereits um den höheren Teil der Gersterngraben-Formation handelt, während alle tieferen Schichten in verkehrter Lagerung weiter bachaufwärts zu beobachten sind, beginnt die Beschreibung des Typus-Profils zuoberst im Gersterngraben. Ca. 20 m oberhalb des höheren der beiden Fusswege, die von der Alphütte P. 1222 herkommend den Bach queren, sind die ältesten Ablagerungen der Gersterngraben-Formation zeitweilig in einem sehr kleinen Mergel-Aufschluss im Bachbett zu sehen. Das zusammenhängende Typus-Profil beginnt 45 m bachabwärts vom unteren der erwähnten Wege (in der Landeskarte eingetragen und auf Tafel VII als «Fussweg von Endorf Allmend» vermerkt):

x + ca. 10 m	1. Versackter Komplex von dickbankigen bis dünnbankigen grünlich-grauen (5GY5/1) Sandsteinen (Korngrösse: 0,3–0,5 mm) wechselnd mit sandigen Mergellagen.
36 m	2. Oliv-graue (5Y4/1) Mergel. Gegen das Hangende folgen Einlagerungen von plattigen Sandsteinbänken, z. T. mit sedimentogenen Strukturen auf der Schichtoberfläche. Die Schichten fallen mit durchschnittlich 40° nach 100° E. Im oberen Teil ca. 3 m breite Störungszone mit zerscherten Mergeln. Mergel mit dünnplattigen Feinsand-Siltlagen.
3 m	3. Dickbankige grünlich-graue (5GY 5/1) Sandsteine (Korngrösse: 0,3–0,5 mm). Auf der Schichtoberfläche Kolkmarken (flute casts).
135 m	4. Oliv-graue (5Y4/1) Mergel mit einzelnen dünnplattigen Feinsand-Siltlagen. In Abständen von mehreren Metern ist jeweils ein Komplex von ziemlich eng aufeinanderfolgenden plattigen bis dünnbankigen (bei der Einmündung des Seitenbachs dickbankigen) Sandsteinen zwischengelagert. Auf den Schichtoberflächen sedimentogene Strukturen. Im tieferen Teil der Abfolge mit Kalzit ausgefüllte Scherklüfte. Die Schichten fallen mit ca. 65°, weiter oben (unterhalb Einmündung des Seitenbachs) mit durchschnittlich 50° nach 106° E.

Zuoberst finden sich wieder dünn- bis dickplattige Sandsteinbänken eingelagert. Durch Zunahme der Sandsteine Übergang in

6. dickbankige bläulich-graue (5B6/1) meist jedoch durch Anwitterung bräunlich verfärbte (5Y6/4) Sandsteine (Korngrösse: 0,3–1,0 mm). Die obersten 21 m zeigen eine dickbankige bis massige Ausbildung mit Hangklüftung. Die Schichten fallen mit ca. 47° nach 99° E. Die lithologischen Einheiten 5 und 6 werden unter der informellen Bezeichnung Unteres Gersterngraben-Schichtglied (UGS) zusammengefasst.

- Im Hangenden ist ein Komplex von mehreren dickbankigen, vereinzelt massig ausgebildeten Sandsteinen eingelagert (unterhalb 17, Taf. VII), mit ebenso mächtigen Zwischenschichten von Mergeln, die ihrerseits wieder dünnplattige Sandsteine führen.

Im untersten Aufschluss 80 m oberhalb der eingangs erwähnten Brücke stehen oliv-graue (5Y4/1) Mergel an, welche glimmerreiche, sandige, z. T. linsig ausgebildete Lagen und einzelne dünnplattige, selten dünnbankige, bläulich-graue (5B5/1) Sandsteine führen. Die Feinlamination in einigen mergelig-siltigen Lagen lässt eine Kreuzschichtung von einigen cm Grösse und «convolute lamination» erkennen. Nach dem Hangenden nimmt die Zahl der Sandsteinbänken allmählich zu. Die Schichten fallen mit durchschnittlich 30° nach 126° SE.

Mergelabfolgen mit mehreren dickplattigen Sandsteineinlagerungen wechseln mit solchen von vorwiegend dünnplattigen Feinsandlagen. Die dickplattigen und vereinzelt dünnbankigen Sandsteine werden jedoch erst in den obersten 35 m der Schichtfolge häufiger. Doch bleiben auch hier die Mergel der dominante Gesteinstyp. Auf einigen Schichtunterflächen sind kleine Belastungsmarken anzutreffen. Bei GeS2 konnte ein einzelnes nicht sehr typisches Beispiel von doppelten Rippelmarken, bestehend aus zwei wechselweise aufeinanderfolgenden verschieden grossen Rippelerhebungen (SHROCK 1948: 115, Fig. 74) beobachtet werden. Einige Sandsteinbänke weisen an der Basis mehrere mm grosse Gerölle auf und zeigen z. T. gradierte Schichtung.

Durch weiteres Anwachsen der Dicke der Sandsteinbänke unter gleichzeitiger Abnahme der Mächtigkeit der Mergelzwichenschichten, verbunden mit einem allmählichen Versanden derselben, erfolgt Übergang in

8. dickbankige bläulich-graue (5B7/1) Sandsteine (Korngrösse: 0,3–2,0 mm und $> 2,0$ mm). Belastungsmarken und vereinzelte kleine Kolkmarken lassen erkennen, dass der Komplex normal liegt. An der Basis eingebettet in einer Sandsteinbank zwei 30 cm grosse Gerölle (Fig. 15). Die Schichten fallen mit ca. 37° nach 135° SE.

9. Graue (5Y4/1) Mergel mit einzelnen dünnplattigen Sandsteinbänkchen, nach 2 m übergehend in dickplattige bis dünnbankige Sandsteine mit geringmächtigen Mergelzwischenlagen. Die Schichten bilden eine kleine im Scheitel geknickte Falte (Fig.16) mit steilstehendem W-Schenkel und verhältnismässig flachliegendem (ca. 23°) E-Flügel. Im Bachbett und oberhalb der nächsten lithologischen Einheit (10) sind weitere kleine Faltenzylinder zu erkennen. Nach oben Übergang in

10. dickbankige blau-graue (5B7/1) Grobsandsteine (Korngrösse: 0,3–2,0 mm) und Microbreccien (Korngrösse: 2,0–10 mm z. T. > 10 mm). Gradierte Schichtung mit Übergängen in mittel- bis feinkörnige Lagen.

Der Verfasser bezeichnet die lithologischen Einheiten 8, 9 und 10, welche knapp 60 m bachaufwärts in verkehrter Lagerung¹⁾ ein zweites Mal zu beobachten sind und dort mit durchschnittlich 52° nach 100° E einfallen, informal als Oberes Gersterngraben-Schichtglied (OGS).

¹⁾ Sedimentogene Strukturen sind allerdings im OGS im allgemeinen weniger charakteristisch ausgebildet und nicht so häufig wie im UGS. Dort ist jedoch die anomale Lage, wie bereits erwähnt, deutlich zu erkennen.

- ca. 15 m
11. Graue (5Y4/1) Mergel mit einzelnen dickplattigen (selten dünnbankigen) Sandsteinen, die z. T. an der Basis kleine schwarze Gerölle führen. Die Mergel bilden die jüngsten Ablagerungen des Typus-Profiles und liegen im Kern einer überkippten, z. T. in sich selbst überschobenen und verfalteten grossen Synklinale (vgl. 6.2.).



Fig. 14. Kolkmarken (flute casts), Unteres Gersterngraben-Schichtglied.

Die Verbreitung der Gersterngraben-Formation und die genaue Lage der einzelnen Aufschlüsse ist aus Tafel V ersichtlich. Im folgenden wird deshalb nur auf die grossen oder durch ihre Lage besonders interessanten Vorkommen hingewiesen. Alle wichtigeren Mergelaufschlüsse sind zudem in 4.25. in einer Liste der Entnahmestellen der Schlämmp Proben zusammengestellt.



Fig. 15. Dolomit-Geröll im Oberen Gersterngraben-Schichtglied (Typus-Profil).

S des Typus-Profiles ist die Gersterngraben-Formation an zwei Orten aufgeschlossen: in kleinen Mergelanrissen im Bachbett in 1145 m und 1155 m bei Koord. 622.630/174.900 und 622.630/174.960 und als Microbreccie in dem bekannten, früher als Taveyannaz-Sandstein bezeichneten Vorkommen oberhalb Ralligen (GF Fig. 18).

NE des Gersterngrabens ist ein Teil des UGS in verkehrter Lagerung bei Koord. 623.200/176.650 und normalliegend bachabwärts bei Koord. 622.950/176.750 (Felssignatur Landeskarte) zu beobachten. Weitere grosse, vorwiegend aus dickplattigen bis dünnbankigen Sandsteinen bestehende Aufschlüsse der Gersterngraben-Formation befinden sich SE und SW der Sausenegg bei Koord. 623.400/177.000 und 623.100/177.000.

Die komplizierten Verhältnisse im Gebiet des Tönimoos werden in 5.12. besprochen. Der NE davon gelegene Hügelzug ist ebenfalls aus Ablagerungen der Gersterngraben-Formation aufgebaut und besteht hauptsächlich aus plattigen bis bankigen Sandsteinen, die z. B. bei Koord. 624.650/177.900 aufgeschlossen sind. Im unteren Teil des Grabens findet sich eine Abfolge von vorwiegend dickplattigen Psammiten. Weiter oben stehen dickbankige bis massige, Tongerölle führende Sandsteine vom Typus des OGS an. NE dieses Hügelzugs zwischen Hormettlen und dem Eriz ist die Gersterngraben-Formation schlecht aufgeschlossen und nur mehr in kleinen Bachanrissen zu beobachten. Die Mergelaufschlüsse NE des Gemeinen Schöriz (Koord. 627.250/179.920) dürften auf Grund der Foraminiferen-Assoziation zur Gersterngraben-Formation gehören. Das gilt, nach den in den grünlich-grauen Sandsteinen enthaltenen Spiliten und arboreszierenden Diabasen zu schliessen, auch für die bei Koord. 628.320/180.260 $\pm$ anstehenden kleinen Vorkommen. Die Zugehörigkeit der kleinen Aufschlüsse NW unterhalb Ober-Sohl und oberhalb Schwändli zur Gersterngraben-Formation ist dagegen nicht gesichert.



Fig. 16. Faltenumbiegung in Sandstein-Mergelabfolge des Oberen Gersterngraben-Schichtglieds (Typus-Profil).

4.23. Lithologie

4.231. Schichtungseigenschaften

Die in der Horrenbach-Formation vorkommenden Sedimentationstypen sind in der Gersterngraben-Formation vor allem in den stratigraphisch tieferen zwei Dritteln des Unteren Gersterngraben-Schichtglieds (UGS) und der liegenden, vorwiegend aus Mergeln bestehenden Abfolge anzutreffen. Sedimentogene Strukturen (Belastungsmarken, Schleifspuren, Kolkmarken, vgl. Fig. 14) finden sich ebenfalls häufig.

Die grobkörnigen grünlich-grauen bis oliv-grauen Bänke sind im Typus-Profil im älteren Teil der Gersterngraben-Formation fast ausschliesslich als Grobsandsteine entwickelt. Typische Microbreccien finden sich dagegen in dem früher als Taveyannaz-Sandstein betrachteten und vom Verfasser zur Gersterngraben-Formation gezählten bekannten Aufschluss oberhalb Ralligen (Zusammensetzung vgl. nächster Abschnitt).

Die feinkörnigeren vorwiegend dickplattigen Bänke zeigen in frischem Zustand eine bläulich-graue Farbe.

In der Gersterngraben-Formation ist vor allem im Mergelkomplex zwischen Unterem und Oberem Gersterngraben-Schichtglied (UGS und OGS) eine weitere Sedimentationsart häufig, die in der Horrenbach-Formation meist nur als geringmächtiger Übergangstyp (z. B. im MHS) auftritt. Ihr Habitus (besonders im unteren Teil des Gersterngrabens zwischen 4 und 12, Tafel VII, gut zu beobachten) unterscheidet sich von demjenigen der dickplattigen Sandsteine mit sandigen Mergelzwischenlagen dadurch, dass diese toniger und mächtiger entwickelt sind. Die Mergel überwiegen gegenüber den Sandsteinen, wobei allerdings das Verhältnis nach dem Hangenden zu allmählich gegen 1:1 rückt, bis zuletzt der Typus der dickplattigen Sandsteine mit sandigen Mergelzwischenlagen vorliegt. Im Gegensatz zu der vorwiegend aus Mergeln bestehenden

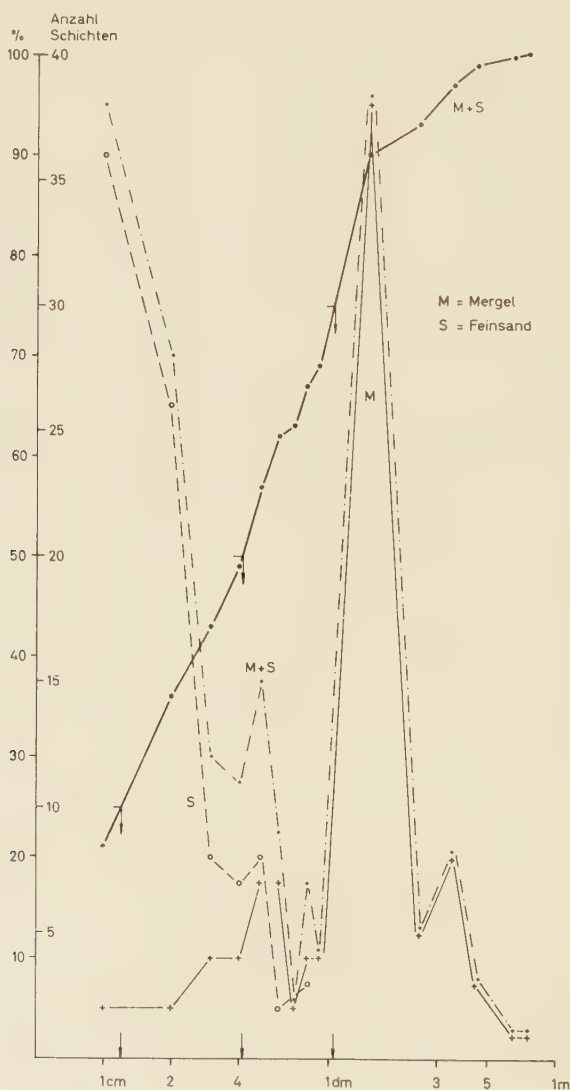


Fig. 17. Gersterngraben-Formation: Mergelkomplex zwischen Unterem und Oberem Gersterngraben-Schichtglied; zahlenmässige Verteilung der Feinsand-Silt- und Mergellagen auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve.

Tabelle 3: Zusammensetzung der psammitischen und microbrecciösen (AUER 1964)

	R602 ¹⁾	13	3	E26	el 317	el 322a	el 323	540
Korngrösse in mm								
Durchschnittliche . . .	0,2	0,1	0,1	0,15	0,3	0,2	0,2	0,2
Maximale	2,8	2,8	0,8	1,7	1,5	1,2	2,0	1,6
Spilite	6 7	3 4	— 4	1 2				
Diabase, Chloritite . .	1	1	4	1				
Quarz	6 35	4 30	4 35	3 37	4 41	5 44	4 46	9 50
Quarz undulös	29	26	31	34	37	39	42	41
Feldspat	24 25	19 20	16 17	19 22	20 20	16 17	15 17	12 14
Feldspat, Albitzwillinge	1	1	1	3	—	1	2	2
«Chert»		1		+	1	1	+	1
Kalk (Dolomit)-Komponenten	+	+			5	1	5	2
Kalk (Dolomit) als Feindetritus + Zement .	15 33	14 45	20 44	13 39	30 33	34 37	30 32	26 33
Übr. Feindetritus (Ton)	18	31	24	26	3	3	2	7
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Glimmer	1	4	3	1	+	1	1	1
p ²⁾	0,86	0,75	0	0,5				
Ausgezählt	300	300	200	200	300	300	300	300
Sandkomponenten . .	67	55	56	61	62	62	63	65
Karbonat	15	14	20	13	35	35	35	28
Ton	18	31	24	26	3	3	2	7
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Sandkomponenten: Quarz	45	47	50	51	58	56	58	60
Feldspat	32	31	24	31	28	22	21	17
Gesteinsbruchstücke .	23	22	26	18	14	22	21	23
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

¹⁾ Lokaltäten: R602 und 13 = Aufschluss GF Fig.18, oberhalb R 628.320/180.260; GeS42–GeS10 Typus-Profil vgl. Taf. VII, GeS42, GeS43 = UGS, GeS1 = Abfolge zwischen UGS und OGS, GeS11E–GeS9A = el 317–el 323 und 540 = Abfolge Koord.624.650/177.900.

²⁾ Verhältnis $p = \frac{\text{Komponenten andesitischer Fazies}}{\text{Summe der vulkanischen Elemente}}$ (nach

und nur einzelne Siltlagen führenden Sedimentationsart, wie sie z. B. in den Schichten im Hangenden des OHS der Horrenbach-Formation oder im Liegenden des UGS der Gersterngraben-Formation vorkommt, sind die psammitischen Lagen des hier zu besprechenden Typus stets dicker entwickelt und folgen sich meist in kürzeren Abständen von durchschnittlich 10–20 cm. Die zahlenmässigen Ergebnisse der Detailaufnahme finden sich in Tabelle 1 Kapitel 4.13. Die Lithofazies besteht fast ausschliesslich aus Mergeln und Feinsand-Silt. Selten und quantitativ im Felde nicht zu erfassen treten an der Basis der Sandsteinbänke kleine mm-grosse Geröll-Lagen auf. In angeschliffenen Handstücken ist teilweise eine gradierte Schichtung zu erkennen. In Fig. 17 sind die Schichten nach Mächtigkeitsklassen zusammengefasst. Deutlich lassen sich zwei Maxima erkennen, von denen das eine die bevorzugte Schichtdecke der Sandlagen, das andere diejenige der Mergel wiedergibt. Die Zahl der Schichten pro Meter lässt keine deutlichen Sequenzen erkennen. Sie schwankt zwischen 3 und 27 und beträgt durchschnittlich 13.

Die in frischem Zustand bläulich-grauen Grobsandsteine und Microbreccien des Oberen Gersterngraben-Schichtglieds (OGS) sowie die dickbankigen bis massigen Typen im obersten Drittel des UGS zeigen im Vergleich zu den stets grünlich-grau bis oliv-grau gefärbten Grobsandsteinen der stratigraphisch tieferen Schichten der Gersterngraben-Formation einen anderen Habitus. So sind z. B. die sedimentogenen Strukturen weniger typisch ausgebildet als in den älteren Ablagerungen, z. T. fehlen sie sogar. Dafür finden sich in den Sandsteinen öfters mehrere cm messende Tongerölle. Die grobsandigen Lagen sind durchschnittlich grobkörniger und die Komponenten der Microbreccien erreichen teilweise Durchmesser > 1 cm. An der Basis des OGS liessen sich eingelagert in die Sandsteine zwei ca. 30 cm grosse Gerölle finden. Auf die lithologische Übereinstimmung sowohl im Handstück wie im Dünnschliff (GeS 3) zwischen dem in Fig. 16 abgebildeten Dolomit-Geröll (Dolomitmachweis mit Alizarin-S) und den ebenfalls sehr feinkörnigen Dolomitbänken zuoberst in der Horrenbach-Formation ist bereits früher hingewiesen worden (4.13.). Gradierte Schichtung ist im OGS noch ausgeprägter aber weniger regelmässig ausgebildet als in den älteren Sedimenten (z. B. Horrenbach-Formation UHS). Microbreccien und kleine Geröll-Lagen neigen dazu, seitwärts auszuweichen.

4.232. Mikrofazies

Die Sandsteine der Gersterngraben-Formation sind in 43 Dünnschliffen, wovon 30 auf das Typus-Profil entfallen (vgl. Taf. VII), näher untersucht worden. Die durch Point-Counter-Auszählungen ermittelte quantitative Zusammensetzung der Sandsteine ist aus Tabelle 3 ersichtlich.

Untere zwei Drittel des Unteren Gersterngraben-Schichtglieds (UGS) und Sandsteine im Liegenden: Die dickbankigen, grobkörnigen, grünlich-grauen Sandsteine besitzen annähernd die gleiche Zusammensetzung wie die grobsandigen bis microbrecciösen Lagen des Unteren Horrenbach-Schichtglieds (UHS) und zeigen auch ein entsprechend ähnliches Dünnschliffbild. Ausgesprochene Microbreccien mit mehreren mm grossen Komponenten kommen in den bekannten Aufschlüssen oberhalb Ralligen vor (Aufschluss GF Fig. 18). Sie stimmen qualitativ und quantitativ mit den grünlich-grauen Grobsandsteinen der übrigen Ablagerungen des UGS überein. Der mässig gerundete Grobsand weist eine etwas bessere Sortierung auf als die Microbreccien. Der weitaus grösste Teil der Quarzkristalle besitzt im polarisierten Licht undulöse Auslöschung. Die meist stark zersetzten Feldspäte zeigen selten Albitzwillinge. Vulkanische Komponenten (Spilite, arboreszierende Diabase und Chloritite) sind nicht sehr häufig, finden sich jedoch in sämtlichen Dünnschliffen. Dabei überwiegen die Chloritite mengenmässig z. T. die anderen Vulkanite (z. B. 3, GeS 26, GeS 40). Untergeordnet kommen Karbonatgerölle, «Chert», Glimmer und Glaukonit vor. Sehr selten treten Radiolarite auf (z. B. Schliff 13). Die Komponenten sind in ein aus silikatischem Detritus und aus Karbonat zusammengesetztes Bindemittel eingebettet. Innerhalb desselben überwiegt der silikatische Detritus fast immer gegenüber dem Karbonat, das als Zement sowie als Detritus (ca. $\frac{1}{6}$ – $\frac{2}{3}$) vorkommt. Ziemlich selten finden sich abgeschliffene (?) aufgearbeitete Grossforaminiferen, insbesondere Nummuliten (z. B. Schliff R 602 Microbreccie) in den grobkörnigen Lagen.

Die häufigeren dickplattigen, bläulich-grauen Sandsteine, die zusammen mit dem oben erwähnten grünlich-grauen Typ vorkommen, zeigen die gleiche Zusammensetzung und Ausbildung wie die feinkörnige-

ren Psammite der Horrenbach-Formation. Der ziemlich gut sortierte Fein- bis Grobsand weist im Dünnschliff fast immer einen höheren Gesamt-Karbonatgehalt auf als die grünlich-grauen Sandsteine. Innerhalb des Bindemittels ist meist der Anteil an silikatischem Detritus niedriger als derjenige an Karbonat, das sowohl als Detritus wie als Zement vorkommt. Glaukonit ist selten. Vereinzelt finden sich Kleinforaminiferen, die meist zu den *Globigerinidae* und den *Anomalinidae* gehören. Die häufig zu beobachtende sekundäre Braunfärbung der nahe der Verwitterungsoberfläche liegenden Sandsteinteile wird durch eine Fe-Ausfällung verursacht. Im Dünnschliff (z.B. GeS39) sind die einzelnen Komponenten teilweise von einer rotbraunen Hämatitmasse umgeben. Die Braunfärbung reicht bei grobkörnigeren Gesteinen meist tiefer unter die Oberfläche als bei feinkörnigen.

Oberes Gersterngraben-Schichtglied (OGS), Sandsteine im obersten Drittel des UGS, Sandsteine innerhalb der Mergelabfolge: Die in frischem Zustand bläulich-grauen, meist jedoch durch Fe-Ausfällung bis tief unter die Oberfläche braun verfärbten, ziemlich schlecht sortierten Grobsandsteine und Microbreccien führen als häufigsten Bestandteil undulös auslöschenden Quarz. Sein volumenmässiger Anteil am Gestein ist meist etwas höher als in den grünlich-grauen Sandsteinen. Dagegen ist der Gehalt an Feldspäten (häufig stark zersetzt) durchschnittlich niedriger. Unter den Sedimentgeröllen finden sich Karbonat und Quarzaggregate. Spilite, Diabase und Chloritite fehlen. Der Gesamt-Karbonat-Anteil ist fast immer höher als in den grünlich-grauen Sandsteinen. Karbonat findet sich vorwiegend als Zement und kommt untergeordnet auch als Detritus vor. Wie ein mit Alizarin-S gefärbter Dünnschliff (540) zeigt, handelt es sich beim Zement um Calcit, während das detritische Karbonat vorwiegend dolomitisch ist. Besonders auffallend ist der niedrige Tongehalt.

In den grobkörnigen Lagen finden sich vereinzelt, höchst wahrscheinlich gesamthaft, zumindest aber z.T. aus älteren Schichten aufgearbeitete Grossforaminiferen (Nummuliten, Discocyclinen).

Die feinkörnigeren Sandsteine zeigen im wesentlichen die gleiche Zusammensetzung. Sie führen etwas weniger Gesteinsbruchstücke. Anstelle der Grossforaminiferen treten (?) autochthone Kleinforaminiferen auf.

Die im Vergleich zur Horrenbach-Formation besser schlämbbaren Mergel haben teilweise eine verhältnismässig gut erhaltene Mikrofauna geliefert, die in 4.25. und 4.26. besprochen wird.

Die nur im stratigraphisch tieferen Teil der Gersterngraben-Formation vorkommenden grünlich-grauen Sandsteine stimmen petrographisch gut mit den «Grès du Val d'Iliez» (VUAGNAT 1952) überein. Sie können als Grauwacken (vgl. 4.13.) bezeichnet werden und lassen sich als tonige, karbonatführende, feldspatreiche Grobsandsteine mit Gesteinsbruchstücken umschreiben.

Bläulich-graue (häufig bis tief unter die Oberfläche braun-rot verfärbte) Grobsandsteine und Microbreccien kommen nur im stratigraphisch höheren Teil der Gersterngraben-Formation vor und fehlen in der Horrenbach-Formation. Während der Quarzanteil ähnlich hoch liegt wie in den Matter-Sandsteinen (VUAGNAT 1952), sind die Feldspäte weniger häufig, und der Gehalt an Sedimentkomponenten ist wesentlich niedriger. Zudem sind kieselige Sedimentgerölle (Hornsteine, Radiolarite, Spongolithe) in der Gersterngraben-Formation sehr selten. Da Gesteinsbruchstücke ziemlich häufig vorkommen und auch der Feldspatgehalt noch verhältnismässig hoch ist und Karbonatzement reichlich auftritt, können die Grobsandsteine nach PETTJOHN (1957: 317) als Subgrauwacken bezeichnet werden. Sie lassen sich auch als feldspatführende, grobkörnige Kalksandsteine und Microbreccien mit Gesteinsbruchstücken umschreiben.

4.24. Abgrenzung und Mächtigkeit

Zwischen Ralligen und Merligen ist die Grenze zwischen Gersterngraben-Formation und Obereozän-Flysch nicht genau zu ermitteln. Zwei Dünnschliffe (13, R602) von der bekannten Microbreccie oberhalb des Schlösschens Ralligen (Aufschluss GF Fig.18) führen Spilite und arboreszierende Diabase. Die Zusammensetzung (Tab.3) stimmt gut mit den Grès du Val d'Iliez überein (VUAGNAT 1952). Der Verfasser korreliert diesen Aufschluss mit dem stratigraphisch tieferen Teil des Typus-Profils der Gersterngraben-Formation, der ebenfalls Sandsteine des Typus Grès du Val d'Iliez führt.

Die nächsten sicheren Vorkommen von Obereozän-Flysch¹⁾ liegen 630 m E der oben erwähnten Microbreccie. Im Stillenbach und in der E davon gelegenen Tanzbodenfluh (Bezeichnung in LK nicht eingetragen, Koord. 622.900/173.130, 622.880/173.000) stehen in mächtigen Aufschlüssen Grobsandsteine an. Im Dünnschliff (11 und 12) fällt der hohe Gehalt an vulkanischem Material auf. Karbonat und Sedimente sind selten. Arboreszierende Diabase fehlen. REBER (1964: 104) hat dieses Gestein als Taveyannaz-Sandstein Typus II (VUAGNAT 1952) beschrieben.

Zuoberst im Gersterngraben stehen bei Koord. 623.520/175.250 in einem kleinen Aufschluss graue Mergel an, die wahrscheinlich bereits zum Obereozän-Flysch gehören. Die entnommene Probe erwies sich als sehr schlecht schlämmbar. Sie enthielt einige nicht näher bestimmbare Globigerinen. Die nächsten Aufschlüsse der Gersterngraben-Formation liegen rund 600 m bachabwärts.

Weiter im NE befindet sich das bereits früher (4.14.) erwähnte Mergelvorkommen, das eine eozäne Mikrofauna geliefert hat (Probe 279, NE Alphütte Obere Matte, Koord. 624.150/176.420). Die 250 m bachabwärts anstehenden Mergel enthalten eine für die oligozäne Ralligen-Formation typische Ostrakodenfauna (Proben 526, 527). Die nächsten Aufschlüsse der Gersterngraben-Formation sind erst bei Koord. 623.660/176.520 und 623.580/176.540 anzutreffen. 500 m E davon sind in 20–30 m hohen Felsabstürzen zur Ralligen-Formation gezählte Sandsteine aufgeschlossen (Felssignatur Landeskarte). 150 m und 300 m weiter NW stehen als Gersterngraben-Formation kartierte Mergel und Sandsteine an. Die Mergel lieferten eine schlecht erhaltene und nicht näher bestimmbare Foraminiferen-Fauna. Die tektonisch komplizierten Verhältnisse des anschliessenden Gebiets werden in 5.12. erläutert.

NE Tönimoos (Koord. 624.650/177.900) sind die bereits in 4.14. und 4.22. erwähnten dickbankigen bis massigen Tongerölle führenden Sandsteine vom Typus des Oberen Gersterngraben-Schichtglieds zu beobachten. Auf die lithologischen Unterschiede gegenüber den 350–400 m weiter SE gelegenen Aufschlüssen der Horrenbach-Formation (in Fig. 5 dargestellte Abfolge und liegende Vorkommen) ist in 4.14. (vgl. auch 4.23.) hingewiesen worden. Eine Schlämmprobe aus dem kleinen Mergelanriss oberhalb dieser Sandsteine enthielt eine vor allem durch die grosse Häufigkeit von *Bolivina beyrichi* REUSS auffallende Mikrofauna. Der Aufschluss dürfte noch zur Gersterngraben-Formation gehören. Dagegen bleibt die Zuordnung der weiter E gelegenen Mergelvorkommen zur Gersterngraben-Formation unsicher. Sie lieferten nur eine mässig erhaltene, vorwiegend aus Globigerinen bestehende Mikrofauna.

Auf die schlechten Aufschlussverhältnisse zwischen Hormettlen und dem Eriz ist bereits hingewiesen worden. Die Mergelanrisse NE des Gemeinen Schöriz (Koord. 627.250/179.920) dürften auf Grund der Foraminiferen-Assoziation (Proben 451, 452) zur Gersterngraben-Formation gehören. 120 m bachabwärts stehen bereits Konglomerate der Nagelfluhzone Gunten-Eriz an, und ca. 150–200 m E liegen die bekannten Vorkommen von «Habkerngranit» und mesozoischen Sedimenten des Obereozän-Flyschs.

Gegen das Eriz zu sind 300 m SE P.1369 (kleiner Speicher) im Bach $\pm$ anstehend grünlich-graue Sandsteine aufgeschlossen (Koord. 628.320/180.260). Sie enthalten eine mit den Grès du Val d'Illeiez (VUAGNAT 1952) vergleichbare, vor allem durch das Auftreten von arboreszierenden Diabasen und Spiliten ausgezeichnete Zusammensetzung (Tab. 3 Dünnschliff E26) und dürften zur Gersterngraben-Formation gehören.

Weiter im NE ist keine sichere Trennung zwischen Obereozän-Flysch und Gersterngraben-Formation mehr möglich. Während die untersten Aufschlüsse im Sulzigraben (Koord. 628.950/180.590, 629.040/180.650) eine für die Ralligen-Formation typische Ostrakoden-Assoziation geliefert haben, enthielten die nächsten 140 m höher gelegenen Mergel eine primitive Foraminiferen-Fauna (Sandschaler und Lageniden) und vereinzelte nicht bestimmbare Ostrakoden. Die Vergesellschaftung entspricht der von SCHNEEBERGER (1927: 15–22) aus den Unterkreide-Mergeln (Valanginien) der Randkette beschriebenen Fauna. Die stratigraphische

¹⁾ REBER (1964: 131) betrachtet das Kalkvorkommen der Bärenegg oberhalb Ralligen, das früher als tektonisch eingeschupptes Klippenmalm-Paket (BECK 1911b, 1911c: 49) bzw. als Kreide-Schürfling innerhalb einer ultrahelvetischen Flyschdecke (BECK 1934c: 586; 1943: 63) aufgefasst wurde, auf Grund von Globotruncanen-Funden als glazial verschleppten Seewerkalk. In der betreffenden Geländerrippe kommen verschiedene Moräne-Erratika vor. Grössere Blöcke und Vorkommen eines dichten Kalks sind bei Koord. 622.360/173.220, 622.320/173.220, 622.330/173.180 zu beobachten. Während an den beiden erstgenannten Stellen ein fossilreicher, dichter harter Kalk auftritt, lässt das Gestein des dritten und gleichzeitig grössten Vorkommens (mergelige Kalke und Kalkschiefer) auch mit der Lupe nur vereinzelt fragliche Fossilquerschnitte erkennen. Zwei von dieser Lokalität näher untersuchte Proben (dichter grünlich-grauer Kalk Dünnschliff R 620; Kalkschiefer Schlämmprobe R 621) enthielten keine Mikrofossilien.

Stellung der im Streichen der Gersterngraben-Formation gelegenen kleinen Mergelaufschlüsse NW Ober-Sohl und oberhalb Schwändli ist nicht gesichert. Sie lieferten eine spärliche und nicht näher bestimmbar Globigerinen-Fauna. Auf Grund ihrer Lage werden die Vorkommen in Tafel V noch zur Gersterngraben-Formation gezählt.

Die sichere Abgrenzung der Gersterngraben-Formation gegen die geringmächtige W anschliessende Zone der Ralligen-Formation ist nur bei Ralligen und im Gebiet des Tönimoos möglich. Die Verhältnisse werden in 5.12. besprochen (vgl. auch 5.14.). In den oben erwähnten Aufschlüssen im Sulzigraben ist das Auftreten der Ralligen-Formation ebenfalls bewiesen. Dagegen ist, wie bereits erwähnt, die Zugehörigkeit der SE anschliessenden Schichten zur Gersterngraben-Formation nicht gesichert. Die Möglichkeit, dass hier Obereozän-Flysch tektonisch unmittelbar auf Ablagerungen der Ralligen-Formation liegt, ist nicht mit Sicherheit auszuschliessen.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Typus-Profils beträgt rund 470 m. Da die tektonischen Verhältnisse in der oberen Hälfte des Gersterngrabens nicht eindeutig abzuklären sind und die Mergel im Hangenden des OGS im Typus-Profil möglicherweise nur den Überrest einer bedeutenderen Abfolge darstellen (vgl. Taf. VI Profile 8–14), sind keine sicheren Angaben über die Gesamtmächtigkeit der Gersterngraben-Formation möglich. Sie dürfte max. ca. 600–700 m betragen. In Wirklichkeit misst jedoch der normalstratigraphische, im Gebiet zwischen dem Thunersee und dem Eriz zu beobachtende Komplex der Gersterngraben-Formation kaum mehr als ca. 500 m. Das erklärt sich u. a. aus dem Umstand, dass die stratigraphisch tiefsten Mergelschichten z. T. tektonisch ausgequetscht und vermutlich in der Tiefe zurückgeblieben sind (vgl. Taf. VI, vor allem Profile 5–10). Ausserdem sind die stratigraphisch jüngsten Sedimente der Gersterngraben-Formation wahrscheinlich mancherorts bereits abgetragen. Sie sind heute vermutlich nur noch im Gebiet W Mäscher vorhanden.

Schwierig zu erklären sind die Verhältnisse in der Umgebung der Schörizegg. Es stellt sich dabei vor allem die Frage, ob die Schuppe der Gersterngraben-Formation dort auskeilt (welche Ansicht HAUS 1937 a, 1937 b und BECK 1946 äusserten), oder ob sie dort nur weitgehend vom Obereozän-Flysch überfahren worden ist, sich aber in der Tiefe nach dem Eriz hin fortsetzt. Der Verfasser vermutet, dass das letztere eher zutrifft.

4.25. Fossilinhalt

Von den folgenden Lokalitäten sind insgesamt 71 Mergelproben mittels der im zweiten Teil beschriebenen Methoden auf Mikrofossilien (Organismenreste $> 100 \mu$) geschlämmt worden:

- * 1. Typus-Profil im Gersterngraben. Die 42 Probe-Entnahme-Stellen sind in Tafel VII eingetragen (1a, 1–30, G1–G5A, G5B–G10).
- 1a. Oberhalb der in Tafel VII dargestellten Abfolge in einem sehr kleinen Aufschluss im Bachbett des Gersterngrabens, ca. 20 m oberhalb des höheren der beiden Wege, die von der Alphütte P. 1222 herkommend, den Bach queren (Koord. 622.950/175.250; Probe 532).
- * 2. Im Graben S des Gersterngrabens in 1145 m und 1155 m Höhe (Koord. 622.630/174.900 und 622.630/174.960; je 1 Probe, 530 und 531).
- * 3. Im Graben NE Stampf unterhalb Weg nach Rueggersweid (Koord. 623.200/176.650; 4 Proben St 2–5).
- 4. Südufer des Zuld-Baches E Rotmoos (Koord. 622.950/176.750; 1 Probe R1).
- 5. 450 m NE der vorangehenden Lokalität (Koord. 623.400/177.000; 1 Probe D6).
- 6. Im Bachbett 150 m NE Alphütte Rueggersweid (Koord. 623.750/176.750; 1 Probe Rü7).
- 7. Im Wald E Dünzenegg im Bachbett (Koord. 623.950/177.160; Probe Rü8).
- 8. 280 m N P. 1357 (Koord. 624.000/177.900; Probe 325).
- 9. Tönimoos, siehe Fig. 20, oberste 2 Proben im Bachbett (438a und 438).
- 10. 160 m S des kleinen Alpspeichers im Tönimoos (P. 1361) im Bachbett (Koord. 624.450/177.450; 1 Probe 439).
- 11. 200 m SW obere Mäscher-Alphütte (P. 1460) im Graben (Koord. 624.770/177.720; 1 Probe 290).
- * 12. 170 m W obere Mäscher-Alphütte kleiner Bachlauf (Koord. 624.720/177.900; 1 Probe 289).
- 13. Mäscher (Koord. 625.270/178.160; 2 Proben 252a, 252).
- 14. 200 m SSW Alphütte Schnabel (P. 1388) im vorspringenden Wäldchen am Weg (Koord. 624.800/178.350; 1 Probe 291).
- * 15. 380 m NE Alphütte Gemeiner Schöriz (Koord. 627.250/179.920; 2 Proben 451 und 452).
- 16. 350 m N Alphütte Oberschöriz E-Waldecke (Koord. 628.180/179.920; 1 Probe 30).
- 17. Graben NW der grossen Rutschung (Koord. 628.320/180.190 und 628.430/180.250; in 1280 m und 1320 m je 1 Probe: 16 und 17).

18. Im Seitengraben des Sulzgrabens NW unterhalb Ob. Sohl (Koord. 629.360/180.420 und 629.280/180.520; in 1190 m und 1230 m Höhe je 1 Probe: 24 und 25).
 19. Im Bachbett oberhalb Schwändli (Koord. 629.680/180.650 und 629.680/180.720; in 1160 m und 1180 m je eine Probe: 12 und 21).

Die mit * gekennzeichneten Fundstellen haben Proben mit stratigraphisch wichtigen Faunenelementen geliefert. In den zur Gersterngraben-Formation gezählten Ablagerungen lassen sich folgende Arten nachweisen¹⁾:

- * *Ammodiscus* sp.
- Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY)
- Spiroplectammina* sp. cf. *S. deperdita* (D'ORBIGNY)
- Textularia* sp.
- Sigmoilina tenuis* (CZJZEK) ?
- Spiroloculina* sp.
- Quinqueloculina* sp.
- Robulus* sp.
- Nodosaria* sp.
- Nodosaria badenensis* D'ORBIGNY
- Lagena* sp. cf. *L. sulcata* (WALKER & JACOB)
- Lagena* sp. cf. *L. hispida* REUSS
- Lagena* sp. cf. *L. hexagona* (WILLIAMSON)
- Lagena* sp. aff. *L. axiformis* MATTHES
- Guttulina* sp. cf. *G. problema* (D'ORBIGNY)
- Elphidium* sp.
- Bolivina* sp.
- Plectofrondicularia* sp. cf. *P. concava* LIEBUS
- * *Plectofrondicularia* sp. cf. *P. cookei* CUSHMAN
- Plectofrondicularia* sp. aff. *P. poststriata* HAGN
- Plectofrondicularia striata* (HANTKEN)
- * *Chiloguembelina* sp. ?
- Bulimina* sp. cf. *B. alazanensis* CUSHMAN
- Bulimina sculptilis* CUSHMAN
- Bulimina* sp.
- Bolivina alpina* LINDENBERG
- Bolivina beyrichi* REUSS

¹⁾ Dr. Z. REISS (Geological Survey Israel), dem ich für die Untersuchung von 2 Proben aus der Gersterngraben-Formation herzlich danke, teilt in einem Brief vom 24. Juni 1962 an Prof. RUTSCH mit, dass er an der unter Ziffer 3 angeführten Lokalität folgende Foraminiferen gefunden hat:

<i>Textularia</i> sp.	<i>G.</i> cf. <i>yeguaensis</i>
Milioliden	<i>Catapsydrax dissimilis</i>
<i>Bulimina</i> (<i>Globobulimina</i>) cf. <i>ovata</i>	<i>Globigerinita</i> cf. <i>martini</i>
<i>Angulogerina</i> aff. <i>gracilis</i>	<i>Globorotaloides</i> cf. <i>suteri</i>
<i>Alabamina</i> sp.	<i>Globorotalia</i> cf. <i>postcretacea</i>
<i>Asterigerina</i> cf. <i>carinata</i>	<i>Turborotalia</i> cf. <i>permicra</i>
<i>Globigerina ampliapertura</i>	<i>T.</i> cf. <i>deperdita</i>

zusammen mit den als aufgearbeitet betrachteten:

<i>Bulimina truncana</i>	<i>Globorotalia bullbrooki</i>
<i>Hanzawaia cushmani</i>	<i>G.</i> <i>crassata densa</i>

Die Fauna weist nach REISS auf marines Oligozän, in dem Mittel- bis Obereozän aufgearbeitet ist.

Die zweite, aus dem obersten Teil des Gersterngrabens stammende Probe (entnommen vor 26, Tafel VII) enthielt nach REISS:

- Gyroidinoides* sp.
- Globigerina* cf. *yeguaensis*
- Turborotalia cerro-azulensis*

Leider ist der grösste Teil der in den beiden Proben enthaltenen Foraminiferen auf dem Rücktransport in die Schweiz verlorengegangen.

- Bolivina beyrichi bituminosa* SPANDEL
Bolivina sp. cf. *B. budensis* (HANTKEN)
Bolivina sp. cf. *B. elongata* HANTKEN
Bolivina koessenensis LINDENBERG
Bolivina sp. cf. *B. nobilis* HANTKEN
* *Bolivina scalprata* SCHWAGER
* *Bolivina vaceki* SCHUBERT
Bolivina sp.
Tritubulogenerina sp.
Reussella sp.
Uvigerina sp. cf. *U. hantkeni* CUSHMAN & EDWARDS
Uvigerina sp. cf. *U. mantaensis* CUSHMAN & EDWARDS
Uvigerina sp.
Angulogerina sp. aff. *A. gracilis* (REUSS)
Angulogerina sp. aff. *A. germanica* CUSHMAN & EDWARDS
Angulogerina sp. aff. *A. oligocaenica* (ANDREAE)
* *Angulogerina muralis* (TERQUEM)
Stilostomella sp.
Pararotalia curryi LOEBLICH & TAPPAN
Valvulineria sp.
Gyroidinoides girardanus (REUSS)
Eponides sp. aff. *E. trochiformis* (ANDREAE)
Eponides sp.
Alabamina perlata (ANDREAE)
Cancris turgidus CUSHMAN & TODD
Asterigerina praeplanorbis HAGN
Caucasina schischkinskayae (SAMOYLOVA)
Cassidulina crassa D'ORBIGNY
Pullenia quinqueloba (REUSS)
* *Globanomalina micra* (COLE)
Globigerina sp. aff. *G. ampliapertura* BOLLI
Globigerina sp. cf. *G. officinalis* SUBBOTINA
Globigerina sp. cf. *G. praebuloides leroyi* BLOW & BANNER
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina sp. cf. *G. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN
Catapsydrax sp. cf. *C. dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerinita martini BLOW & BANNER
Globigerinita sp. cf. *G. pera* (TODD)
Globorotaloides suteri BOLLI
Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia sp. cf. *G. permicra* BLOW & BANNER
Globorotalia sp. aff. *G. postcretacea* (MYATLIUK)
Anomalinoides sp. cf. *A. affinis* (HANTKEN)
Anomalinoides sp.
* *Queraltina epistominoides* MARIE
Planulina sp.
Cibicides amphisyliensis (ANDREAE)
Cibicides sp. cf. *C. lobatulus* (WALKER & JACOB)
Cibicides dalmatinus VAN BELLEN
Cibicides sp. cf. *C. dutemplei* (D'ORBIGNY)
Cibicides sp. cf. *C. tenellus* (REUSS)

Die mit * versehenen Arten sind wahrscheinlich aus älteren Sedimenten aufgearbeitet, zusammen mit den folgenden, in der Gersterngraben-Formation sicher allochthonen Spezies¹⁾:

Globotruncana sp. aff. *G. arca* (CUSHMAN)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)
Globotruncana sp.
Globigerina corpulenta SUBBOTINA
Globorotalia aragonensis NUTTALL
Globorotalia bullbrooki BOLLI
Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ
Globorotalia cocoaensis CUSHMAN
Globorotalia crassata (CUSHMAN)
Globorotalia spinulosa CUSHMAN
Globorotalia spinuloinflata (BANDY)
Globigerapsis sp.
Truncorotaloides sp.

Innerhalb des Typus-Profils führen 13 Proben verhältnismässig gut erhaltene Faunen, welche sich mit bekannten Foraminiferen-Assoziationen vergleichen lassen (vgl. 4.26.). Besonders gute Faunen lieferten die Proben 6, 7, 18, G 8 und 19 (Taf. VII).

In zahlreichen Schlämmrückständen fanden sich wenig aussagende oder spärliche, durch das Vorherrschen von Globigerinen gekennzeichnete und z. T. viele beschädigte Individuen führende Foraminiferen-Assoziationen. Immerhin unterscheiden sich auch solche Faunen meist noch deutlich von denjenigen der NW anschliessenden Ralligen-Formation und erlauben eine Zuordnung zur Gersterngraben-Formation. Von den untersuchten Mergelproben erwiesen sich zwei in bezug auf die gesuchten Mikrofossilien als steril (30 und 21 aus den Vorkommen 16 und 19). Auch die übrigen unter Ziffer 17–19 angeführten Aufschlüsse haben allgemein sehr schlecht erhaltene und nicht mehr näher bestimmbare Foraminiferen-Faunen geliefert.

Zwei auf Nannofossilien untersuchte Mergelproben (1, 4) zeigten, dass Discoasteriden und ähnliche Formen auch in den Ablagerungen der Gersterngraben-Formation vorkommen. Die Fauna ist auch hier mindestens teilweise (u. a. alle Discoasteriden) aus älteren Ablagerungen aufgearbeitet.

Ausserdem konnten in den Mergeln der Gersterngraben-Formation folgende Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen festgestellt werden (25 untersuchte Proben, Lokalitäten vgl. II. Teil 1.2.):

Deflandrea phosphoritica EISENACK
Deflandrea sp.
Wetzeliella symmetrica WEILER
Hystrichosphaeridium tubiferum (EHRENBURG)
Hystrichosphaeridium spp. indet.
Baltisphaeridium cf. *densicomata* (MAIER)
Baltisphaeridium sp.
Tenua sp.

Die ebenfalls vorhandenen Pollen und Sporen sind nicht näher bearbeitet worden (vgl. II. Teil, Kapitel 1).

¹⁾ Prof. Dr. H. M. BOLLI, Zürich, der 6 aus der Gersterngraben-Formation stammende Proben auf planktonische Foraminiferen durchgesehen hat, wofür ich an dieser Stelle nochmals herzlich danken möchte, teilt mir mündlich mit, dass er darin die folgenden Arten feststellen konnte:

Globorotalia aragonensis
G. bullbrooki
G. centralis
G. inflata
G. lehneri
Truncorotaloides sp.

In einer Probe (Nr. 18) liessen sich einige nicht näher bestimmte Radiolarien, in einer andern (Nr. 7) Bryozoenreste nachweisen. Vereinzelt konnten auch Spongiennadeln, Alcyonarien-Sklerite und Seeigelstacheln festgestellt werden.

Selten fanden sich ?Pteropoden und Einzelexemplare von spezifisch nicht bestimmten Ostrakoden der Gattungen *Cushmanidea* und *Quadracythere*?. Unbestimmbare Fischreste (Zähnechen; fragliche Fischschuppen, darunter ein besser erhaltenes Exemplar in 18; ferner ein Otolith in 28) sind ebenfalls vorhanden.

4.26. Alter

Die Ablagerungen der Gersterngraben-Formation sind bisher ohne altersmässige Beweise (vgl. 4.21.) auf Grund regional-stratigraphischer Überlegungen ins Oligozän (Rupélien) gestellt worden.

Ein Vergleich der in der Gersterngraben-Formation gefundenen Foraminiferen-Fauna mit der Vergesellschaftung des obereozänen Randflyschs (ECKERT in REBER 1964: 133 und eigene Untersuchungen¹⁾ und derjenigen der helvetischen obereozänen Globigerinenschiefer (BOLLI 1951: 105–114; ECKERT 1963: 1001–1072) zeigt wenig Ähnlichkeit. Die in allen drei Ablagerungen nachgewiesene *Globorotalia centralis* CUSHMAN, die den Globigerinenschiefern und der Gersterngraben-Formation gemeinsame *Globorotalia cocoaensis* CUSHMAN sowie wahrscheinlich auch *Bolivina vaceki* SCHUBERT und die mit *Plectofrondicularia cookei* CUSHMAN verglichene Art müssen, wie noch weiter unten zu begründen sein wird, in der zuletzt genannten Abfolge als aufgearbeitet betrachtet werden. Damit verringert sich die Zahl der in beiden Ablagerungen sicher nachgewiesenen autochthonen Arten auf vier von insgesamt über hundert von BOLLI und ECKERT aus den Globigerinenschiefern spezifisch bestimmten Faunenelementen. Bei jenen vier sowie fünf in der Gersterngraben-Formation nur als cf.-Form anzusprechenden, wahrscheinlich ebenfalls in beiden Abfolgen vorkommenden Arten handelt es sich um weit verbreitete und stratigraphisch wenig aussagende Spezies.

Die von RIGASSI (1957a: 177) und CHAROLLAIS & WELLHAUSER (1962: 36; CHAROLLAIS 1963: 718, Fauna bestimmt durch Prof. HAGN) aus den Marnes à Foraminifères Savoyens angeführte Foraminiferen-Assoziation, die mit Vorbehalt ins Unteroligozän eingestuft worden ist, zeigt ebenfalls keine grosse Übereinstimmung mit derjenigen der Gersterngraben-Formation. Von den rund 50 spezifisch bestimmten Foraminiferen der Marnes à Foraminifères sind nur drei sicher beiden Ablagerungen gemeinsam (bei Berücksichtigung der cf.-Formen deren 6, ohne die wahrscheinlich in den Proben des Verfassers aufgearbeitete *Bolivina vaceki* mitzuzählen). Dabei fällt auf, dass keine der stratigraphisch wichtigeren Arten der Gersterngraben-Formation in den Marnes à Foraminifères vertreten ist. So fehlen in den Marnes à Foraminifères Spezies der *Bolivina beyrichi*-Gruppe, die in Proben des Verfassers häufige *B. koessenensis* LINDENBERG und die mit *B. elongata* HANTKEN verglichene Form, ferner Spezies der Gattungen *Plectofrondicularia*, *Bulimina*, *Angulogerina*, *Pararotalia* und *Asterigerina*. Dafür findet sich in jenen Ablagerungen Savoyens *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), und das in der Gersterngraben-Formation seltene Genus *Robulus* (nur spec. indet.) ist in den Marnes à Foraminifères durch 9 Arten vertreten.

Bedeutend besser lässt sich die in der Gersterngraben-Formation gefundene Fauna mit derjenigen der mitteloligozänen Tonmergelschichten Bayerns vergleichen. Mehr als die Hälfte der in der Gersterngraben-Formation gefundenen, näher bestimmbareren Foraminiferen kommt in beiden Ablagerungen vor. Darunter befinden sich u. a. *Plectofrondicularia striata* (HANTKEN), *Bolivina beyrichi* REUSS, wahrscheinlich auch die in den Proben des Verfassers vorhandene und mit der in Bayern nachgewiesenen *B. elongata* HANTKEN verglichene Spezies, *Cancris turgidus* CUSHMAN & TODD und *Asterigerina praeplanorbis* HAGN.

Ähnlichkeit besteht auch mit der oligozänen Fischschiefer-Fauna des inneralpinen Beckens von Kössen-Reit im Winkl (LINDENBERG 1965), wobei insbesondere *Bolivina koessenensis* LINDENBERG in der Gersterngraben-Formation lagenweise häufig ist.

Ein Vergleich mit der aus den Argiles de Boom (Typus des Rupélien) beschriebenen Foraminiferen-Assoziation (BATJES 1958) wird dadurch erschwert, dass jene Ablagerungen nicht derselben Faunenprovinz

¹⁾ Vgl. Fussnote 4.14.

angehören. Immerhin kommen neben den in der Gersterngraben-Formation häufigen, z. T. mit Spezies aus den Argiles de Boom vergleichbaren Arten des Genus *Cibicides* und anderen weit verbreiteten Formen [wie *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY), *Gyrogonoides girardanus* (REUSS), *Pullenia quinqueloba* (REUSS)] auch stratigraphisch mehr aussagende Elemente (*Bolivina beyrichi* REUSS) in beiden Ablagerungen vor. Ferner sind z. B. den in den Argiles de Boom nachgewiesenen *Angulogerina gracilis* (REUSS) und *A. oligocaenica* (ANDREAE) nahestehende Arten in der Gersterngraben-Formation stellenweise ziemlich häufig. Erwähnenswert ist ferner das Vorkommen von *Pararotalia curryi* LÖBLICH & TAPPAN, einer im Oligozän ziemlich verbreiteten Spezies (z. B. Oberoligozän von Kassel, Nucula-Ton im Liegenden der Argiles de Boom, Tongeren Schichten, BATJES 1958: 169). Leider sind die planktonischen Foraminiferen der Argiles de Boom noch nicht genauer bearbeitet worden.

Nach HAGN (HAGN & HÖLZL 1952: 33; HAGN 1955: 352; HAGN, HÖLZL & HRUBESCH 1962: 431) lässt sich in Bayern zuoberst in den als Rupélien datierten Ablagerungen an einigen Lokalitäten ein Asterigerinen-Horizont nachweisen, der eine Abgrenzung zum Chattien ermöglicht. Die in der Gersterngraben-Formation gefundene *Asterigerina praeplanorbis* HAGN reicht in Bayern nur bis ins oberste Rupélien und ist bisher aus dem Chattien nicht bekannt (HAGN 1955: 350).

Die in der Gersterngraben-Formation gefundenen Globotruncanen, die eozänen Globorotalien sowie *Globigerapsis* und *Truncorotaloides* sind, wie bereits erwähnt, als aus älteren Schichten aufgearbeitet zu betrachten.

Nach dem Auftreten von Arten zu schliessen, die namentlich im Oligozän weit verbreitet sind, den erwähnten Beziehungen zu den bayerischen Tonmergelschichten und dem inneralpinen Oligozän von Kössen-Reit im Winkl sowie dem Vorkommen von bisher nur aus oligozänen oder jüngeren Ablagerungen bekannten Spezies [*Plectofrondicularia striata* (HANTKEN), *Bulimina sculptilis* CUSHMAN, *Asterigerina praeplanorbis* HAGN, *Bolivina beyrichi* REUSS, wozu vielleicht auch die mit *B. elongata* HANTKEN verglichene Art und *B. koessenensis* LINDENBERG sowie *B. alpina* LINDENBERG gehören; ferner die in Russland als Oligozän-Index-Fossil geltende *Caucasina schischkinskayae* (SAMOYLOVA)] handelt es sich bei der Gersterngraben-Formation sicher um oligozäne Ablagerungen. Sie sind höchstwahrscheinlich zeitlich dem Rupélien äquivalent.

4.27. Ablagerungsmilieu

4.271. Allgemeines zur Palaeoökologie

Zu den wichtigsten Mitteln zur Deutung der Ablagerungsbedingungen eines fossilen Sediments zählt die palaeoökologische Auswertung des Fossilinhalts. Soweit eingehende Untersuchungen über die Abhängigkeit rezenter Organismen von ihren Umweltfaktoren vorliegen, lassen sich beim Vorfinden derselben Faunen in fossilem Zustand Rückschlüsse ziehen auf die Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung der Sedimente. Dabei ist jedoch bei jeder direkten Ableitung der Ablagerungsverhältnisse aus der Palaeoökologie einer Fauna zu berücksichtigen, dass sich z. T. die Umweltbedingungen im Laufe der Jahrtausende weltweit geändert haben. Namentlich POKORNY (1958, I: 135) hat auf dieses Problem hingewiesen und die bei einer palaeoökologischen Deutung der Ablagerungsverhältnisse auf Grund der Foraminiferen-Oekologie möglichen Fehlerquellen eingehend erläutert. Danach bestehen z. B. Anhaltspunkte dafür, dass im allgemeinen die Wassertemperatur früherer Meere infolge Fehlens der Polarströme über derjenigen heutiger Ozeane lag. Wie bereits NATLAND (1933: 227) und nach ihm zahlreiche andere Autoren nachweisen konnten, ist aber die Verbreitung der Foraminiferen meistens viel mehr temperatur- als tiefenabhängig. Nach POKORNY (1958, I: 136) müssen die aus einem direkten Vergleich von fossilen mit rezenten Faunen geschätzten Tiefenangaben deshalb meist zu niedrig sein. An wahrscheinlich oligozänen Foraminiferenschalen eines aus dem Pazifik aus 4725 m Tiefe stammenden Kerns liess sich mit Hilfe der Sauerstoff-Isotopen-Methode eine gegenüber heute bedeutend höhere Temperatur ermitteln (EMILIANI & EDWARDS 1953, zit. in POKORNY 1958, I: 136; EMILIANI 1954: 853). Nach BRADSHAW (1959: 61) besteht jedoch die Möglichkeit, dass die in den Gehäusen vieler Foraminiferen festgestellten symbiotisch lebenden Organismen durch ihre Sauerstoff-

abgabe das O_{18}/O_{16} -Verhältnis des Kalziumkarbonats der Foraminiferenschale verändern. Nach PHLEGER (1960: 219) ist es wahrscheinlich, dass der von diesen symbiotisch lebenden Algen abgegebene Sauerstoff ins Foraminiferen-Gehäuse eingebaut wird. Sollte dies zutreffen, sind die aus dem O_{18}/O_{16} -Verhältnis ermittelten Temperaturwerte entsprechend verfälscht. Auch der Salzgehalt der offenen Ozeane dürfte im Laufe der Zeit Veränderungen erfahren haben. OERTLI (1963: 60) vermutet, dass die Salinität einstiger Ozeane niedriger war als heute. Über weitere Unterschiede in den Umweltsbedingungen früherer Meere ist praktisch nichts bekannt. POKORNY (1958: 135) weist jedoch darauf hin, wie allein Temperaturänderungen das gesamte Milieu wesentlich beeinflussen können, indem z.B. geringere Temperaturunterschiede innerhalb eines Meeres eine weniger lebhafte Wasserzirkulation bewirken und damit auch die Sauerstoff- und Nährstoffverhältnisse weniger günstig ausfallen.

Nach PHLEGER (1960: 103) ist allerdings die Wirkung von Temperatur und Salinität auf die Verbreitung der Foraminiferen in den heutigen Meeren vermutlich überschätzt worden, bedingt durch die vielen hierüber erhältlichen Daten und die verhältnismässig einfache Messbarkeit dieser Grössen. Andere Faktoren wie z.B. Nahrungsmenge, Sauerstoffgehalt, Substrat und Strömungen spielen wahrscheinlich ebenfalls eine wichtige Rolle.

Viele fossile Arten sind heute ausgestorben. Dies zwingt Rückschlüsse zu ziehen auf Grund des Verhaltens ähnlicher Arten oder der Gattung oder eventuell sogar der Familie. Eine gewisse Kontrolle gegen daraus entstehende Fehlinterpretationen bildet das Vergleichen der Gesamtfauuna.

Hinzu kommt die in den vorliegenden Untersuchungen zu berücksichtigende Aufarbeitung älterer Fossilien in jüngeren Sedimenten. Manche Arten können zwar sofort als umgelagert erkannt werden (in den Proben des Verfassers z.B. Globotruncanen). Dagegen ergeben sich bei Foraminiferen, deren stratigraphische Verbreitung sich über weite Zeitabschnitte erstreckt, gelegentlich Zweifel darüber, ob autochthone oder allochthone Vorkommen vorliegen.

Neben der Aufarbeitung aus älteren Schichten besteht auch noch die Möglichkeit der Umlagerung. Seichtwasserorganismen können zur Zeit der Sedimentation aus der Küstenzone durch Strömungen oder «turbidity currents» ins offene Meer hinaustreiben und in bathyalen Sedimenten zur Einbettung gelangen (BANDY 1953: 173; BANDY 1961: 4–5). Auch das Umgekehrte, die Einschwemmung von pelagischen Organismen in Küstensedimente, kommt vor. Ebenfalls nicht zu vergessen ist die Möglichkeit der oekologischen Anpassung gewisser Foraminiferen an ein anderes Lebensmilieu im Laufe der Jahrtausende. So können ursprünglich in der Flachsee verbreitete Organismen heute als Tiefseebewohner vorkommen.

Schliesslich gilt es noch zu bedenken, dass jede im Felde entnommene Schlammprobe in Wirklichkeit einem beträchtlichen Zeitintervall entspricht. Nach einer Zusammenstellung von SVERDRUP, JOHNSON & FLEMING (1942: 1038–1039) schwanken die Sedimentationsraten für tonige Sedimente zwischen weniger als 1 cm bis 34 cm pro 1000 Jahre.

4.272. Palaeoökologische Auswertung der Foraminiferen aus der Gersterngraben-Formation

Als erstes stellt sich die wichtige Frage, mit welchem rezenten Meeresbecken sich die Ablagerungen der Gersterngraben-Formation am ehesten vergleichen lassen. Noch ist über die genaue Ausdehnung und die besonderen Verhältnisse des Beckens, in dem die Sedimente der Gersterngraben-Formation zur Ablagerung gelangten, recht wenig bekannt. Doch selbst im Fall umfassender Kenntnisse dürfte es sehr schwierig sein, in irgendeinem rezenten Meeresbecken in jeder Beziehung vergleichbare oekologische Bedingungen zu finden. POKORNY (1958, I: 135) hat darauf hingewiesen, dass in den heutigen Meeren, bedingt durch die Polarströmungen, besondere gegenüber früheren Ozeanen durch niedrigere Temperaturen gekennzeichnete Verhältnisse vorherrschen. Nur in den durch Schwellen vom offenen Ozean abgetrennten Becken, wie dem Mittelmeer und dem Roten Meer, liegen den nacheiszeitlichen Meeren entsprechende Temperaturbedingungen vor. Im übrigen haben diese Meere jedoch ganz spezifische Eigenschaften, z.B. bedeutend höhere Salinitätswerte und eine andere chemische Zusammensetzung der Bodensedimente (SAID 1950: Taf. 1). In Anbetracht dieser Schwierigkeiten bleibt als Ausweg nur die folgende Möglichkeit offen: Ein Vergleich mit möglichst vielen rezenten Untersuchungen aus den verschiedensten Gebieten, wobei jeweils die offensichtlich lokal bedingten Besonderheiten entsprechend berücksichtigt werden müssen. Auf diese Weise sind

natürlich keine genauen Angaben über die Ablagerungstiefe der Gersterngraben-Formation zu erhalten. Ein derartiger Vergleich wird nur zu gewissen Minimal- bzw. Maximalwerten führen. Die Fauna kann nur den mehr oder weniger ausgeprägten Tiefencharakter der betreffenden Ablagerung widerspiegeln.

In der unten folgenden Übersicht ist versucht worden, aus der dem Verfasser zur Verfügung stehenden Literatur möglichst viele oekologische Angaben über die in der Gersterngraben-Formation vorkommenden Foraminiferen-Gattungen zusammenzustellen. Falls eine im vorliegenden Material gefundene Spezies auch rezent vorkommt oder nahe verwandte Arten noch heute leben, sind die oekologischen Merkmale dieser Spezies angeführt. Eine ähnliche Übersicht zur palaeoökologischen Deutung einer eozän-oligozänen Abfolge ist vor einiger Zeit durch BECKMANN (1954) veröffentlicht worden. Die Familien besitzen nach PHLEGER (1960: 261) nur eine fragwürdige oekologische Bedeutung, vor allem bedingt durch die unterschiedlichen taxonomischen Auffassungen über Zusammensetzung und Abgrenzung der einzelnen Familien. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind jedoch in der unten folgenden Darstellung die einzelnen Gattungen unter den entsprechenden Familien zusammengefasst. In der Reihenfolge der Familien folgen wir der letzten Klassifikation von CUSHMAN (1948). Dabei wird die Oekologie der planktonischen Foraminiferen entsprechend ihrer besonderen Lebensweise am Schluss der Betrachtung getrennt erläutert.

Familie *Ammodiscidae*

NORTON (1930: 335) hat Spezies von *Ammodiscus* in der westindischen Region in 915–1510 m Tiefe gefunden. Dagegen konnte PARKER (1948: Tab.6) *Ammodiscus* sp. an der Atlantikküste Nordamerikas selten aus nur 9 m Tiefe nachweisen. Nach GALLOWAY (1933: 97) kommen die Arten dieser Gattung allgemein meist in kaltem, tiefem Wasser zwischen 915 m und 1830 m vor. Als Vorkommensbereich gibt er jedoch 37–5720 m an.

Da die Spezies von *Ammodiscus* rezent eine weite bathymetrische Verbreitung zeigen und ausserdem noch die Möglichkeit besteht, dass die in unseren Proben gefundenen Exemplare aus der helvetischen Kreide aufgearbeitet sind, erlauben sie keine palaeoökologischen Aussagen über unser Material.

Familie *Textulariidae*

Textularia: PHLEGER (1951: 49) und BANDY (1956: Charts 1–7) erwähnen Spezies dieser Gattung aus dem Golf von Mexiko sowohl aus Seichtwasser als auch aus Tiefen bis zu 430 m. Nach GALLOWAY (1933: 226) kommen sie in seichten tropischen und gemässigten Gewässern sowie in tiefem kaltem Wasser vor.

Spiroplectammmina: BANDY (1956: 186) führt Arten dieser Gattung aus dem Golf von Mexiko als nicht häufige aber charakteristische Spezies seiner Zone 5 an (ca. 75,3–180 m). Aus der westindischen Region ist *Spiroplectammmina* jedoch bis 2200 m nachgewiesen (PHLEGER & PARKER 1951: 5). Nach GALLOWAY (1933: 226) kommen Spezies dieser Gattung im warmen und kalten Wasser von der Strandzone bis 3660 m vor.

Textularia ist in unseren Proben extrem selten und *Spiroplectammmina* kommt nicht sehr häufig vor. Da Arten beider Gattungen rezent innerhalb einem weiten Tiefenbereich nachweisbar sind, liefern sie für die Gersterngraben-Formation keine oekologischen Anhaltspunkte.

Familie *Miliolidae*

Grosse Häufigkeit der *Miliolidae* gilt allgemein als typisch für die Gezeitenzone und den innern Schelf (BANDY & ARNAL 1960: 1923; PHLEGER 1960: 52; LYNTS 1962: 139).

Spiroloculina: BANDY (1956: Charts 3,5–7) hat Arten dieser Gattung im Golf von Mexiko in seinen Zonen 3 und 4 (ca. 31,5–75 m) gefunden. Vor der Küste von Kalifornien ist *Spiroloculina* aus der bathyalen Zone (ca. 300–1005 m) nachgewiesen (BANDY 1953: 169).

Quinqueloculina: Spezies dieser Gattung sind nach PHLEGER (1951: 48) im Golf von Mexiko am häufigsten in Wasser seichter als 100 m, kommen jedoch bis 200 m Tiefe vor. Nach GALLOWAY (1933: 120) kommt *Quinqueloculina* allgemein in seichten bis mittleren Tiefen vor; Arten dieser Gattung sind jedoch bis in ca. 5490 m nachgewiesen.

Sigmoilina: BANDY (1956: Charts 5,7) hat *Sigmoilina tenuis* (CZJZEK) im Golf von Mexiko in der tiefsten untersuchten Zone (75,3–180 m) gefunden. NORTON (1930: 340) gibt als Verbreitung in der westindischen Region ca. 110–1510 m an. Im Golf von Kalifornien kommt die Art vor allem zwischen 37 m und 73 m vor, ist aber auch in der Zone 610–914 m zu finden (BANDY 1961: Tab.1).

Die Seltenheit der *Miliolidae* innerhalb der Gersterngraben-Formation und das Auftreten der eher tiefere Zonen bevorzugenden *Sigmoilina tenuis* (CZJZEK)? dürften ein Hinweis sein, dass die betreffenden Sedimente möglicherweise unter grösserer Wasserbedeckung zur Ablagerung gelangten.

Familie *Lagenidae*

Robulus: Nach PHLEGER (1951: 48) im Golf von Mexiko in grösserer Häufigkeit typisch für Tiefen unter 400–500 m, vor allem verbreitet zwischen 97 m und 265 m. *Robulus* ist dort jedoch ebenfalls in 1300 m noch gefunden worden. Auch aus andern Gebieten sind Vorkommen aus der Schelfzone bzw. aus grösseren Tiefen bekannt (PARKER 1948:

Fig. 2, Tab. 1–3, Atlantikküste Nordamerikas; CROUCH 1952: 824, Pazifik vor Kalifornien; BANDY & ARNAL 1957: Tab. 1, Pazifik, Mittelamerika; HOFKER 1960: 245–246, Mittelmeer, Neapel; REISS, KLUG & MERLING 1961, Mittelmeer, Rotes Meer).

Lagenonodosaria: Eine Art dieser Gattung ist im Golf von Mexiko durch BANDY (1956: Charts 5,7) zwischen 75,3 m und 180 m gefunden worden. ZALESNY (1959: 108) hat *Lagenonodosaria* vor der kalifornischen Küste zwischen ca. 60 m und 110 m festgestellt. Vor Neuseeland ist eine Spezies dieser Gattung aus ca. 503 m nachgewiesen (BRADY 1884 9: 511).

Lagena: Nach PHLEGER (1951: 47) kommen zu dieser Gattung gehörende Individuen im Golf von Mexiko überall vor, sind jedoch in grösseren Tiefen häufiger. Durch verschiedene Autoren ist die weite bathymetrische Verbreitung auch für andere Gebiete bestätigt worden (NATLAND 1933, vor der kalifornischen Küste, zahlreiche Arten; PARKER 1948: 242, 244, 248, Atlantikküste Nordamerikas; BANDY & ARNAL 1957: Tab. 1, Pazifik vor Mittelamerika).

Da Spezies aller 3 Gattungen heute innerhalb eines weiten Tiefenbereichs vorkommen und in keiner unserer Proben besonders häufig auftreten, sind sie für die Palaeoökologie der Gersterngraben-Formation von geringer Bedeutung.

Familie Polymorphinidae

Guttulina zeigt rezent eine verhältnismässig weite bathymetrische Verbreitung. Arten dieser Gattung kommen vom Strand bis in mehrere hundert Meter Tiefe vor. *G. irregularis* (D'ORBIGNY), welche Ähnlichkeit zeigt mit der in der Gersterngraben-Formation gefundenen *G. sp. cf. G. problema* D'ORBIGNY, ist nach CUSHMAN & OZAWA (1931: 26) vom Strand bis in 805 m Tiefe nachgewiesen.

Familie Nonionidae

Nach PHLEGER (1960: 47) sind Spezies der Gattung *Elphidium* in der Flachsee unter 70–100 m weltweit verbreitet. Immerhin zeigen Funde aus verschiedenen Gebieten, dass Arten dieser Gattung seltener auch in grösserer Tiefe vorkommen können (BRADY 1884: 734, nicht selten bis 1098 m; SAID 1950: Tab. 2, Rotes Meer in 1147 m; PARKER 1958: 269–271, Mittelmeer, Bai bis 338 m, in Kernen aus grösserer Tiefe zusammen mit umgelagerten Faunen; WILCOXON 1964: Tab. 2, südliche Atlantikküste Nordamerikas, bis 332 m; SAIDOVA in LOEBLICH & TAPPAN 1964: C 122–123, Okhotsk See, westliche Halbinsel Kamchatka, in Fauna 250–1000 m). Da die Gattung *Elphidium* in der Gersterngraben-Formation ziemlich selten ist, können die gefundenen Exemplare nicht als Hinweise für ein seichtes Ablagerungsmilieu gelten.

Familie Heterohelicidae

Bolivinella: Die Arten dieser Gattung kommen rezent in seichtem Wasser vor (GALLOWAY 1933: 351); da jedoch *Bolivinella* sp. in der Gersterngraben-Formation ausgesprochen selten ist, besitzen die wenigen schlecht erhaltenen Exemplare nur einen geringen palaeoökologischen Aussagewert.

Plectofrondicularia: Leider liegen über die Verbreitung der Spezies dieser Gattung in heutigen Gewässern verhältnismässig wenig Angaben vor. BRADY (1884: 523, pl. 66 figs. 6–7) hat SW Neu-Guinea in ca. 236 m Tiefe eine Art gefunden, die er unter der Gattung *Frondicularia* beschreibt, die jedoch Ähnlichkeit zeigt mit *P. striata* (HANTKEN). CUSHMAN (1923: 141) hat eine Art dieser Gattung in ca. 1965 m Tiefe im Atlantik vor Nordamerika gefunden. In einem Pliozän-Pleistozän-Profil, dessen Gesamtfäuna sich sehr gut mit den rezenten Faunen vor der kalifornischen Küste vergleichen lassen, findet NATLAND (1933) die dort nur fossil vorkommende Gattung *Plectofrondicularia* einzig in Ablagerungen, die in einer Tiefe zwischen 1950 m und 2500 m entstanden sein müssen. BANDY & ARNAL (1957: Tab. 1) haben im Pazifik vor Mittelamerika in einer Tiefe von 1332 m *Plectofrondicularia* nachweisen können. Aus dem westlichen Mittelmeer ist die Gattung ebenfalls bekannt (TODD 1958: 191, Taf. 19, Tiefe 2620 m).

Die Gattung *Plectofrondicularia* lässt für die Gersterngraben-Formation eine grössere Ablagerungstiefe vermuten.

Familie Buliminidae

Bulimina: Nach BANDY (1960: 13–14, Fig. 6) ändern sich Grösse und Oberflächen-Ornamentation der Arten der Gattung *Bulimina* mit zunehmender Tiefe. Ca. 0,5 mm grosse Spezies mit nur wenigen und kurzen Dornfortsätzen und solche mit kleinen Stacheln entlang der Basis der Kammern kommen hauptsächlich in der zentralen und äusseren Schelfzone vor. Kleine Arten mit Rippen oder grosse Spezies mit ausgeprägten Stacheln sind charakteristisch für die mittlere und tiefere Bathyalzone (ca. 600–1880 m). PHLEGER (1951: 44) hat aus dem Golf von Mexiko 6 Arten der Gattung *Bulimina* nachgewiesen. Davon kommen nur zwei regelmässig in weniger als 100 m Tiefe vor. Bei diesen zwei handelt es sich um Spezies mit kurzen, entlang der Kammerbasis angeordneten Dornfortsätzen. Sie bilden meist nur einen geringen Prozentwert der Benthosfauna (1 % oder weniger). Dagegen sind berippte Arten und solche mit ausgeprägten Stacheln vor allem häufig zwischen 400 m und 1900 m Tiefe (darunter *B. alazanensis* CUSHMAN, vgl. auch PHLEGER 1960: 72). PARKER (1954: 510, 551) findet im nordöstlichen Teil des Golfes von Mexiko *B. alazanensis* stets in Tiefen grösser als 220 m und bestätigt die früher festgestellte bathymetrische Verbreitung. Funde von berippten Arten sind aus ähnlichen, bzw. grösseren Tiefen (bis über 7000 m) aus verschiedenen Gebieten bekannt (BRADY 1884: 407, 408, *B. buchiana* D'ORBIGNY, *B. rostrata* BRADY, Nord- und Südatlantik, Indischer Ozean, Süd-Pazifik, 165–4346 m; NATLAND 1933, *B. rostrata*, vor Kalifornien, häufig in Zone 5, d.h. tiefer als 1950 m; CUSHMAN & HENBEST 1940: 35–50, *B. rostrata*, Nordatlantik 1955–3955 m; CROUCH 1952: 824–827, *B. fossa* CUSHMAN & PARKER, vor Kalifornien 1548–2502 m; BANDY 1953: 169, *B. rostrata*, vor Kalifornien, 1800–3528 m; PHLEGER PARKER & PEIRSON 1953: 32, *B. alazanensis* CUSHMAN, Nordatlantik, weit verbreitet, 2810–4663 m, in den Kernen von 1995 bis 7315 m; BANDY 1961: Tab. 1, *B. rostrata*, Golf von Kalifornien, 2438–2743 m; SAIDOVA in LOEBLICH & TAPPAN 1964: C 123, *B. buchiana*, Okhotsk See, in Zone 600–1500 m).

Das Vorkommen von berippten Spezies der Gattung *Bulimina* (*B. sculptilis* CUSHMAN, *B. sp. cf. B. alazanensis* CUSHMAN) lässt für die Gersterngraben-Formation eine grössere Ablagerungstiefe vermuten.

Bolivina: Nach BANDY (1960: 16–17, Fig. 9) lassen auch die Spezies der Gattung *Bolivina* eine Beziehung zwischen Grösse, Oberflächenstruktur und Tiefe feststellen. Arten, deren Grösse 0,5 mm übertrifft und deren Suturen limbate oder sinuate Ausbildung zeigen, sollen typisch sein für die obere bis mittlere Bathyalzone und kommen seltener auch noch tiefer vor. *Bolivina* Spezies sind zwar auch in der Flachsee zu finden, häufig sind sie dagegen (mit Ausnahme kleiner Arten) meist nur in Tiefen über 100 m (LOWMAN 1949: Fig. 13, 15; PHLEGER 1960: 259). Untersuchungen aus verschiedenen Gebieten bestätigen im allgemeinen das häufigere Vorkommen von Spezies der Gattung *Bolivina*, darunter vor allem der grösseren Arten, in Tiefen von mehr als 100 m (PARKER 1948: Tab. 1–5, Atlantik vor Nordamerika; BANDY 1953: 169, vor der kalifornischen Küste; BANDY & ARNAL 1957: Tab. 1, Pazifik vor Mittelamerika; WALLER 1960: 1167, Südchinesische See; BANDY 1961: Tab. 1, Golf von Kalifornien; CHERICI, BUSI & CITA 1962: 126, Adriatisches Meer; SAIDOVA in LOEBLICH & TAPPAN 1964: C123, Okhotsk See). So sind z.B. im nordöstlichen Golf von Mexiko (PARKER 1954: 550–551, 562–597) von insgesamt 14 gefundenen Arten nur deren 3 verhältnismässig häufig auch in weniger als 100 m Tiefe. Während die eine dieser Spezies den höchsten prozentualen Anteil an der Benthos-Fauna ebenfalls erst in über 100 m Tiefe erreicht, kommt die zweite Art nur in einer einzigen Probe auf 5 % Häufigkeit (von total 29 Proben nur in 4 häufiger als 3 %). Bei der dritten Spezies handelt es sich um eine kleine Art mit einer weiten bathymetrischen Verbreitung. Nach HOFKER (1932: 125–128) sollen im Golf von Neapel (Probe aus ca. 200–300 m Tiefe) mehrere Formen von *B. beyrichi* REUSS häufig sein, die z.T. Ähnlichkeit zeigen mit *B. alata* SEGUENZA und *B. dilatata* REUSS. *B. beyrichi* ist rezent mehrfach aus grösserer Tiefe beschrieben worden (BRADY 1884 9: 422, zahlreiche Funde im Atlantik und Pazifik zwischen ca. 175 m und 2060 m; CUSHMAN 1911, Nordpazifik; NORTON 1930: 349, westindische Region, tiefere Zone C, ca. 915–1510 m; NATLAND 1933, vor der kalifornischen Küste, ca. 270–600 m). Nach neuerer Auffassung soll allerdings *B. beyrichi* REUSS rezent nicht vorkommen (CUSHMAN 1937: 75). Die aus heutigen Meeren beschriebenen Formen gehören meist zu *B. alata* SEGUENZA und *B. pseudobeyrichi* CUSHMAN, z.T. sind sie auch noch unter anderen Arten beschrieben. *B. alata* und *B. pseudobeyrichi* kommen rezent vor allem in grösserer Tiefe vor (*B. pseudobeyrichi*, CUSHMAN 1926: 45, östlicher Pazifik, häufig zwischen ca. 550 m und 915 m; SMITH 1963: A22, Pazifik vor Zentralamerika, z.T. häufig zwischen 435 m und 1700 m; *B. alata*, PHLEGER 1951: Tab. 31, 33–37, besonders häufig in Tiefen über 1000 m; TODD 1958: 192, Tab. 1, 3–11, 13–15, 17, 18, westliches Mittelmeer, Kerne aus 1320–3610 m Tiefe; PARKER 1958: 262, östliches Mittelmeer, zwischen 205 m und 684 m; HOFKER 1960: 248, Golf von Neapel, aus 200 m, 180 m und ca. 70 m). CHERICI, BUSI & CITA (1962: 126) haben im Adriatischen Meer eine *B. dilatata* REUSS zugeordnete Spezies zwischen 100 m (selten) und 853 m (6 % der Benthosforaminiferen) gefunden.

Spezies der Gattung *Bolivina* bilden in der Gersterngraben-Formation einen wichtigen Bestandteil der Benthos-Fauna. Die relativ grosse Individuenzahl, das Auftreten von Arten (*B. beyrichi* REUSS; evtl. gehört auch die *B. dilatata* REUSS ähnliche *B. koessenensis* LINDENBERG dazu), deren $\pm$ nahestehende Spezies in den heutigen Meeren tieferes Wasser bevorzugen, sowie das häufige Vorkommen von über 0,5 mm grossen Arten (*B. sp. cf. B. elongata* HANTKEN) lassen für die Gersterngraben-Formation am ehesten eine der oberen Bathyalzone entsprechende Tiefe vermuten (nach BANDY 1960: 7, 150–610 m).

Reussella: Rezente Arten bevorzugen im allgemeinen eher flaches Wasser. Eine im Golf von Mexiko verbreitete Art kommt dort zwischen 100 m und 200 m Tiefe vor (PHLEGER 1960: 71). Die schlecht erhaltenen Einzelfunde der Gersterngraben-Formation erlauben aber keine palaeoökologischen Schlüsse.

Uvigerina: Rezente Arten kommen zwischen ca. 45 m und über 3000 m Tiefe vor (LOWMAN 1949: Fig. 13, 15, 17; BANDY 1953: 168, 169). Meistens sind sie jedoch in seichterem Wasser von weniger als 100 m mit einer Häufigkeit geringer als 1 % vertreten. Dagegen bilden Spezies dieser Gattung in tieferem Wasser oft einen wichtigen Bestandteil der Benthosfauna (NATLAND 1933, kalifornische Küste; RUSCELLI 1950: 354, 362, Mittelmeer; PARKER 1954: 519–521, 556, Golf von Mexiko; BANDY & ARNAL 1957: Tab. 1, Pazifik, Mittelamerika; PARKER 1958: 263, Mittelmeer; PHLEGER 1960: 70–75, Golf von Mexiko; BANDY 1961: Tab. 1, Golf von Kalifornien). Ausserdem zeigt *Uvigerina* nach BANDY (1960: 14–15, Fig. 7) ähnliche Tendenzen wie *Bulimina*, d.h. berippte und spinose Arten sind typisch für die Bathyalzone (vor allem untere und mittlere).

Das Vorkommen von *Uvigerina*-Spezies in der Gersterngraben-Formation ist ein Hinweis, dass eine grössere Ablagerungstiefe vorhanden gewesen sein könnte.

Angulogerina: Die rezenten Arten haben offenbar eine weite bathymetrische Verbreitung, tritt doch bereits ein und dieselbe Spezies in einen Gebiet vor allem in der Flachsee auf, während sie andernorts besonders häufig in grösserer Tiefe ist. So gilt z.B. *A. angulosa* (WILLIAMSON) nach PHLEGER (1960: 76–77) im südlichen Golf von Maine als typisch für Tiefen von weniger als 60–75 m. Auch im Pazifik vor Los Angeles bildet jene Art einen wichtigen Bestandteil der Benthosfauna in der Flachsee (ZALESNY 1959: 108). Nach PARKER (1948: Tab. 1, 2, 3, 4) erreicht die gleiche Art im Atlantik vor Nordamerika die höchsten Prozentwerte erst in über 200 m Tiefe und eine Varietät kommt in der Zone 300 bis über 680 m vor. Im östlichen Mittelmeer soll wiederum die gleiche Spezies typisch sein für den Tiefenbereich 143 m, bzw. 205 m bis 500 m, bzw. 700 m (PARKER 1958: 229). Im adriatischen Meer konnte *A. angulosa* durch CHERICI, BUSI & CITA (1962: 126) zwischen 100 m und 853 m nachgewiesen werden. In der Barentssee war die Art am häufigsten in einer Probe aus 285 m. Sie soll jedoch in nördlichen Gewässern von der Litoralzone bis in 3300 m vorkommen (JARKE 1960: 634). Funde von Spezies der Gattung *Angulogerina* in Tiefen grösser als ca. 700–(1200) m sind allerdings verhältnismässig selten, und in einigen Fällen dürfte dabei auch Aufarbeitung vorliegen (PARKER 1958: 234). In Wasser seichter als ca. 50–60 m Tiefe sind Arten dieser Gattung ebenfalls meist nicht mehr häufig.

Auf Grund des Vorkommens von mehreren *Angulogerina*-Spezies in der Gersterngraben-Formation und der relativen Häufigkeit in manchen Proben erscheint eine Ablagerungstiefe zwischen ca. 60 m und maximal ungefähr 700–(1200) m am wahrscheinlichsten.

Stilostomella: Da die Spezies häufig unter anderen Gattungsnamen (vgl. Synonymik in POKORNY 1958: I: 299; LOEBLICH & TAPPAN 1964: C559) erwähnt sind, ist ein Vergleich mit rezenten Sedimenten sehr schwierig.

Familie Rotaliidae

Valvulineria: Nach Angaben der uns zugänglichen Literatur finden sich Arten dieser Gattung im Bereich zwischen ca. 50 m und über 2000 m Tiefe. Nach BANDY (1960: 12, Fig. 4) sind Spezies der Gattungen *Valvulineria* und *Gyroldina* bezeichnend für die Bathyalzone (ca. 120 m bis ca. 1880 m). *Valvulineria* sp. ist in der Gersterngraben-Formation jedoch nicht häufig.

Gyroidinoides: Spezies der Gruppe *Gyroidina soldanii* (D'ORBIGNY) bzw. *Gyroidina neosoldanii* BROTZEN sind weltweit verbreitet. Sie finden sich rezent zwischen ca. 70 m und einigen tausend Meter Tiefe [*G. soldanii* (D'ORBIGNY): NORTON 1930: 351, westindische Region, zwischen ca. 110 m und über 5000 m; NATLAND 1933: vor der kalifornischen Küste, zwischen 1950 m und 2502 m häufig; PARKER 1948: Tab. 2-4, Atlantik, Nordamerika, 112-228 m; SAID 1950: Tab. 2, Rotes Meer, 73-1147 m; PHLEGER 1951: 47, Golf von Mexiko, 200-2300 m; BANDY 1953: 169, vor der kalifornischen Küste, 1800-3523 m; BANDY 1961: Tab. 1, Golf von Kalifornien, 2438-2743 m; SAIDOVA in LOEBLICH & TAPPEN 1964: C123, Okhotsk See, 600-1500 m; *G. neosoldanii* BROTZEN: PARKER 1954: 528, 553, NE Golf von Mexiko, 185 m bis über 3000 m; PARKER 1958: 266, Mittelmeer, 106-2738 m]. Nach PHLEGER (1960: 259) sind Spezies der Gattung *Gyroidina* vor allem verbreitet in Tiefen über 1000 m.

Die in der Gersterngraben-Formation auftretende Art *Gyroidinoides girardanus* (REUSS) steht der *Gyroidina soldanii*-Gruppe nahe.

Eponides: Die Spezies dieser Gattung zeigen eine weite bathymetrische Verbreitung vom inneren Schelf bis in sehr grosse Tiefen [z. B. PHLEGER 1960: 69-71, Golf von Mexiko; *E. antillarum* (D'ORBIGNY) typisch für Tiefen weniger als 100 m; *E. regularis* PHLEGER & PARKER, 100-200 m; *E. tumidulus* (BRADY), *E. turgidus* PHLEGER & PARKER, typisch tiefer als 1000 m!]. Nach BANDY (1960: 11, Fig. 4) kommen grosse Spezies wie *E. antillarum* vor allem im Schelfgebiet vor, während kleine Arten typisch sind für die Bathyalzone (*E. tumidulus*, mittlere und tiefere Bathyalzone).

Eponides ist in der Gersterngraben-Formation durch kleine spezifisch schwierig zu bestimmende Exemplare und durch die auffällige Art *E. sp. aff. E. trochiformis* (ANDREAE) vertreten. Sie erlauben keine sicheren palaeoökologischen Aussagen.

Cancris: Wie die folgende Zusammenstellung zeigt, kommen die Spezies dieser Gattung innerhalb eines weiten Tiefenbereichs vor. Immerhin sind Funde tiefer als ca. 500 m selten und vielleicht z. T. auch durch Umlagerung bedingt (PARKER 1948: Atlantik, Nordamerika, in Zone 90-300 m; SAID 1950: Tab. 2, Rotes Meer, 22-486 m; PHLEGER 1951: 45, Golf von Mexiko, häufig zwischen 46-70 m, bis 200 m vorkommend; PARKER 1954: 532, NE Golf von Mexiko, vor allem zwischen 35 m und 145 m, bis 255 m, selten tiefer als 915 m; WALTON 1955: 1004, kalifornische Küste, ca. 55-550 m; BANDY 1956: Charts 4-7, Golf von Mexiko, ca. 36 m bis ca. 180 m; BANDY & ARNAL 1957: Tab. 1, Pazifik vor Mittelamerika, 18-1378 m; LUDWICK & WALTON 1957: 2083, Golf von Mexiko, im ganzen untersuchten Bereich ca. 58-190 m; RESIG 1958: 296, vor Kalifornien, 137-183 m; ZALESNY 1959: 108, vor der kalifornischen Küste, 23-207 m; WALLER 1960: 1167, Südchinesische See, 54-660 m; BANDY 1961: Tab. 1, Golf von Kalifornien, 18-2743 m).

Auf Grund des Auftretens von *Cancris* ist eine Ablagerungstiefe grösser als ca. 500 m für die Gersterngraben-Formation wenig wahrscheinlich.

Für die Spezies der Gattungen *Pararotalia* LE CALVEZ und *Alabamina* TOULMIN liegen zu wenig Vergleichsmöglichkeiten vor. *Pararotalia* dürfte jedoch eher auf eine mässige Ablagerungstiefe hinweisen (REISS, KLUG & MERLING 1961, Mittelmeer; Golf von Eilat).

Familie Amphisteginidae

Individuenhäufigkeit von Spezies der Gattung *Asterigerina* ist typisch für die innere Schelfzone (BANDY 1956: Charts 3-7, Golf von Mexiko; BANDY 1960: 13, Fig. 5). Auch im zentralen Schelf kann die Gattung sehr häufig sein (LUDWICK & WALTON 1957: Tab. 3, Golf von Mexiko, grösste Häufigkeit in ca. 81 m bei einem untersuchten Tiefenbereich von 58-190 m; 11 % der gesamten Benthosfauna). In kleiner Individuenzahl sollen *Asterigerina*-Arten jedoch auch in grösserer Tiefe vorkommen (GALLOWAY 1933: 315, bis ca. 1830 m; NORTON 1930: 352, westindische Region, bis ca. 110 m; LOWMAN 1949: Fig. 15, 17, Golf von Mexiko, bis ca. 150 m; PARKER 1954: 532, NE Golf von Mexiko, bis 185 m; WILCOXON 1964: Tab. 2, südliche Atlantikküste Nordamerikas, bis 332 m).

Die in der Gersterngraben-Formation gefundene *Asterigerina*-Spezies ist in den untersuchten Proben nicht sehr häufig. Ihr Auftreten weist auf eine mässige Ablagerungstiefe hin.

Familie Chilostomellidae

Pullenia quinqueloba (REUSS) gilt im allgemeinen als Tiefseeform, kommt jedoch in geringer Individuenzahl auch im Flachwasser vor (NORTON 1930: 354, westindische Region, ca. 922 m bis ca. 5214 m; NATLAND 1933: kalifornische Küste, stets tiefer als ca. 200 m; PARKER 1948: Tab. 1, 2, 4, selten, 154-680 m; PHLEGER 1951: 48, 62, Golf von Mexiko, 50-2800 m; PHLEGER, PARKER & PEIRSON 1953: 47, Nordatlantik, tiefer als 80 m, meistens tiefer als 940 m; PARKER 1954: 554, nordöstlicher Golf von Mexiko, 100 m bis über 3000 m, tiefer als 500 m häufiger; BANDY 1956: Chart 7, Golf von Mexiko in der tiefsten untersuchten Zone, 75,3-180 m; PARKER 1958: 273, Mittelmeer, 82-1265 m, in Kernen aus Tiefen bis 4270 m).

Pullenia quinqueloba (REUSS) ist in der Gersterngraben-Formation sehr selten und ist deshalb kein sicherer Hinweis für eine grössere Wassertiefe.

Familie Anomalinidae

Anomalinoides: Spezies dieser Gattung sind sowohl in der Flachsee als auch in grösserer Tiefe gefunden worden (PARKER 1954: 539, nordöstlicher Golf von Mexiko, tiefer als 220 m bis über 2000 m; REISS, KLUG & MERLING 1961: Golf von Eilat, Rotes Meer, ca. 35-110 m). Vergleiche mit rezenten Faunen sind allerdings schwierig, da die Selbständigkeit und gegenseitige Abgrenzung von *Anomalina* und *Anomalinoides* nicht gesichert ist und deshalb die selben Spezies oft unter verschiedenen Gattungen erwähnt werden.

Planulina: Während der Genotyp von *Planulina* normalerweise in tieferem Wasser lebt, kommen die übrigen Spezies innerhalb eines weiten Tiefenbereichs vor (NORTON 1930: 356, westindische Region, 110-1510 m; PHLEGER 1951: 47-48, Golf von Mexiko, 18-3400 m; WILCOXON 1964: Tab. 2, südliche Atlantikküste Nordamerikas, Strand bis 793 m).

Cibicides: Manche Spezies dieser Gattung haben rezent eine weite bathymetrische Verbreitung. Nach PHLEGER (1960: 259) sind Arten von *Cibicides* oft besonders häufig in der äusseren Schelfzone (ca. 60-100 m). Spezies dieser Gattung finden sich jedoch auch in der ganzen Bathyalzone. Einzelne Spezies kommen sogar bis in Tiefen von mehr als 3000 m vor. In Kernen aus dem Nordatlantik aus Tiefen grösser als 5500 m konnte *Cibicides* ebenfalls nachgewiesen werden (PHLEGER, PARKER & PEIRSON 1953: 99). Auch *C. lobatulus* (WALKER & JACOB) kommt innerhalb eines weiten bathymetrischen Bereichs vor (BRADY 1884:

661, weltweit verbreitet, litoral bis nahezu 5500 m; HOFKER 1932: 136, Golf von Neapel, nicht selten in 1 Probe aus ca. 200 bis 300 m; HOFKER 1960: 256, vom selben Ort, ca. 250 m; SAID 1950: Tab. 2, Rotes Meer, 17–1143 m, besonders häufig in 120 m; PHLEGER, PARKER & PEIRSON 1953: 49, Nordatlantik, in Kernen aus 4125–4940 m Tiefe; BANDY & ARNAL 1957: 2040, Pazifik vor Mittelamerika, in 54 m; PARKER 1958: 275, östliches Mittelmeer, Bai bis 1265 m, in den Kernen aus über 2000 m Tiefe zusammen mit umgelagerten Faunen; REISS, KLUG & MERLING 1961: Mittelmeer und Golf von Eilat, bei einem untersuchten Bereich vom Strand bis ca. 110 m Tiefe Funde zwischen 33 m und 110 m, in 110 m am häufigsten; CHIERICI, BUSI & CITA 1962: 127, Adriatisches Meer, 23–166 m). Die Art bevorzugt rezent einen harten, verfestigten Untergrund (PHLEGER 1960: 118).

C. lobatulus (WALKER & JACOB) ist in der Gersterngraben-Formation nicht selten. Nachdem jedoch NYHOLM (1961) an rezentem Material nachweisen konnte, dass diese Art mehrere Gehäuseformen entwickelt, die zu verschiedenen Gattungen gezählt worden sind, kommen zu der bekannten weiten bathymetrischen Verbreitung noch taxonomisch bedingte Unsicherheiten hinzu, so dass diese Spezies keine Rückschlüsse auf die Ablagerungstiefe zulässt. Dagegen mag das Auftreten mehrerer Arten von *Cibicides* sowie die grosse Individuenzahl ein Hinweis sein, dass die Wassertiefe grösser als ca. 60 m gewesen ist.

Planktonische Foraminiferen

Wie verschiedene neuere Untersuchungen gezeigt haben, trifft die früher oft geäusserte Ansicht, dass globigerinenreiche Sedimente in der Tiefsee entstanden sind, in manchen Fällen nicht zu. Planktonische Foraminiferen bevorzugen zwar entsprechend ihrer Lebensweise küstenfernes Ozeanwasser. In den ufernahen Zonen arider Gebiete mit entsprechend geringer Sedimentzufuhr vom Lande her finden sich jedoch für Plankton-Foraminiferen sehr ähnliche Lebensbedingungen wie im offenen Meer. In solchen Gegenden zeigen sich kaum Veränderungen in der Zusammensetzung der Planktonfauna von der offenen See gegen den Strand zu (PHLEGER 1960: 239, 242). Aber auch in den vielen Flachseegebieten mit ungünstigen Lebensverhältnissen für Plankton-Foraminiferen können die Bodenproben zahlreiche Globigerinen enthalten. Der Verfasser konnte sich z. B. an einer rezenten Probe von Rimini, einem in der Literatur altbekannten Fundort von Foraminiferen, selbst davon überzeugen, wie häufig Globigerinen-Schalen sogar in Litoralsedimenten sein können. Die am Badestrand von Rimini an der Grenze Wasser–Land entnommene Sandprobe enthielt neben einigen typischen Seichtwasserformen zur Hauptsache Plankton-Foraminiferen. Als Ursache für das Vorhandensein von Globigerinen in solchen Sedimenten fallen starke Strömungen und Sturmfluten in Betracht, die die Plankton-Organismen vom offenen Meer an die Küste transportiert haben (WALTON 1955: 990). Im oben erwähnten Fall von Rimini konnten HAY & MARSZALEK (1963: 16) feststellen, dass die Globigerinen durch Flüsse aus älteren Sedimenten aufgearbeitet und durch starke Strömungen längs der Küste verteilt werden, um schliesslich im Seichtwasserbereich zusammen mit den dort vorkommenden Foraminiferen wiederum zur Einbettung zu gelangen. Ähnliche Beobachtungen sind auch aus andern Gebieten bekannt (BRÖNNIMANN 1949: 27; ROTTGARDT 1952). Es sind deshalb schon verschiedentlich globigerinenführende Tertiärsedimente als Flachseeablagerungen gedeutet worden (LADD 1936: 301–302; CRICKMAY, LADD & HOFFMEISTER 1941: 79–106). Zahlreiche in den letzten Jahren durchgeführte Untersuchungen an Bodenproben aus heutigen Meeren haben jedoch gezeigt, dass im allgemeinen die Zahl der Plankton-Foraminiferen von der Küste nach dem offenen Meer hin beträchtlich zunimmt (PARKER 1948: 351–353; PHLEGER 1951: 67–69; BANDY 1956: 192; WALLER & POLSKI 1959: 126; BANDY 1961: 6–8; WALLER 1960: 1178; CHIERICI, BUSI & CITA 1962: 134–136; WILCOXON 1964: 21). Auf Grund dieser Erkenntnisse ist versucht worden, aus dem Verhältnis Plankton- zu Benthos-Foraminiferen auf die Ablagerungstiefe zu schliessen. SMITH (1955: 147–151) hat durch statistische Analyse der durch andere Autoren (PHLEGER 1951; PHLEGER 1954) veröffentlichten Daten eine enge Beziehung gefunden zwischen Tiefe und Prozentwert der Plankton-Foraminiferen im Vergleich zur gesamten Foraminiferen-Fauna. GRIMSDALE & MORKHOVEN (1955: 473–491) haben die Ergebnisse von PHLEGER (1951) ebenfalls ausgewertet. Die von ihnen auf Grund der Prozentwerte der planktonischen Foraminiferen erhaltenen Kurven ergeben von der Küste nach der Tiefsee hin eine Zunahme der planktonischen Foraminiferen von 0 bis annähernd 100 %, verbunden mit einer entsprechenden Abnahme der benthonischen Foraminiferen. Die auf Grund der Auswertung zahlreicher Proben entstandene Kurve verläuft zwar nicht kontinuierlich gerade, gibt aber doch deutlich die allgemeine Tendenz der Zunahme der planktonischen Foraminiferen nach der offenen See hin wieder. Dagegen zeigen die einzelnen Stationen der gleichen Tiefe oft beträchtlich voneinander abweichende Werte.

Wie der in bezug auf die Tiefe unregelmässige Verlauf der Plankton-Benthos-Prozentkurve bei Foraminiferen-Untersuchungen vor der mittel- und nordamerikanischen Pazifikküste (BANDY 1953: Fig. 2–4; BANDY & ARNAL 1957: 2046) gezeigt hat, können jedoch neben den bereits erwähnten Faktoren noch weitere Grössen die relative Häufigkeit der planktonischen Foraminiferen wesentlich beeinflussen. RESIG (1958: 300) äussert die Vermutung, dass die Verbreitung des Planktons im Santa Cruz Basin vor Kalifornien z. T. nährstoffbedingt ist. Auch die CO_2 -Menge kann auf die Häufigkeit der Globigerinen in den Bodenproben einen Einfluss haben (BROTZEN in GRIMSDALE & MORKHOVEN 1955: 490). Übertragen auf Tertiärsedimente heisst das für die Paläoökologie, dass Ablagerungen mit einem relativ niedrigen Gehalt an Plankton-Foraminiferen nicht notwendigerweise in Küstennähe entstanden sein müssen, während umgekehrt Sedimente mit einem hohen Gehalt an Plankton-Foraminiferen ausnahmsweise auch dem Seichtwasserbereich angehören können.

Die Möglichkeit, dass die Gersterngraben-Formation in der Flachsee entstanden ist und die Plankton-Häufigkeit durch eine äusserst geringe terrigene Materialzufuhr bedingt ist, dürfte kaum zutreffen. Eine Einschwemmung von Plankton-Foraminiferen zur Zeit der Ablagerung kann nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, ist jedoch auf Grund des häufigen Vorkommens der Globigerinen im gesamten Profil ebenfalls nicht sehr wahrscheinlich. In den eine genügend grosse Zahl von Individuen enthaltenden Proben aus den jüngeren Ablagerungen der Gersterngraben-Formation schwanken die Prozentzahlen der planktonischen Foraminiferen, bezogen auf die gesamte Foraminiferen-Fauna, zwischen 50 und 78 %. In den stratigraphisch tieferen Schichten der Gersterngraben-Formation liegen die entsprechenden Werte noch um einige Prozent höher und reichen vereinzelt bis gegen 100 %. Da die Proben viele aus älteren Sedimenten aufgearbeitete Formen enthalten, die nicht immer leicht vom übrigen Material zu trennen sind, dürfen diese Angaben nur als Näherungswerte aufgefasst werden. Immerhin lässt ein Vergleich der Plankton-Häufigkeit mit den Angaben der in diesem Abschnitt zitierten Arbeiten doch die Deutung zu, dass in der Gersterngraben-Formation normal marine Verhältnisse geherrscht haben und eine Ablagerungstiefe kleiner als ca. 100 m und eine solche über 1000 m wenig wahrscheinlich ist.

4.273. Zusammenfassung der palaeoökologischen Ergebnisse

Wassertiefe: Die ausgesprochene Seltenheit der *Miliolidae*, wobei unter den wenigen Individuen noch eine Art der Gattung *Sigmoilina* vertreten ist, deren Spezies tieferes Wasser bevorzugen, sprechen gegen eine Ablagerung der Gersterngraben-Formation in der Flachsee. Die kleine Spezieszahl und die geringe Individuen-Häufigkeit der Sandschaler sind ein Hinweis, dass es sich vermutlich weder um ausgesprochene Tiefseesedimente (tiefer als 1000 m), noch um Seichtwasserablagerungen der inneren Schelfzone handelt. Solche negativen Kriterien allein besitzen allerdings keinen grossen Aussagewert, da z.B. die Seltenheit gewisser Arten durch selektive Zerstörung nach der Ablagerung bedingt sein kann. Wichtiger sind die positiven Anzeichen, die für eine grössere Wassertiefe sprechen. Das Plankton-Benthos-Verhältnis deutet auf eine Meerestiefe von mehr als 100 m hin. Die grosse Zahl von benthonischen Gattungen und Arten lässt ebenfalls tieferes Wasser vermuten. Die Häufigkeit der Gattung *Bolivina*, das ebenfalls nicht seltene Auftreten von *Cassidulina*, *Uvigerina* und das Vorkommen von *Bulimina* sind ein weiterer Hinweis auf eine Ablagerungstiefe von wahrscheinlich mehr als 100 m. Alle bisher angeführten Angaben zusammen sind nach PHLEGER (1960: 259) in rezenten Sedimenten bezeichnend für die Zone des oberen Kontinentalabhangs (Upper continental slope, 100 m bis 1000 m). Innerhalb dieses Bereichs ist es jedoch meist schwierig, fossile Sedimente bathymetrisch noch genauer einzustufen. Das ist vor allem dadurch bedingt, dass manche Gattungen innerhalb eines grossen Tiefenbereichs vorkommen und die Zahl der Spezies, welche sowohl fossil als auch rezent auftreten, mit zunehmendem Alter der Sedimente beträchtlich abnimmt. Immerhin deuten manche Faunenelemente im vorliegenden Material darauf hin, dass die Wassertiefe wahrscheinlich um einiges grösser war als 100 m. Zu jenen Arten gehören vor allem die berippten Spezies der Gattung *Bulimina* (darunter Formen, die wahrscheinlich zur rezent vorkommenden *B. alazanensis* gehören), die z.T. häufigen, verhältnismässig grossen bis mittelgrossen Bolivinen (z.B. die grosse *B. sp. cf. B. elongata*, ferner die kleinere *B. beyrichi*, deren Verwandte heute tieferes Wasser bevorzugen) und die Spezies der Gattungen *Plectofrondicularia* und *Gyroidinoides*. Einige Faunenelemente weisen auch auf die äussere Schelfzone als mögliches Lebensmilieu hin (ca. 60 bis 100 m $\pm$, PHLEGER 1960: 259).

Die Ablagerungstiefe der Sedimente der Gersterngraben-Formation dürfte somit im Bereich zwischen ca. 60 m und einigen hundert Meter Tiefe liegen. Eine genauere Abgrenzung nach unten ist jedoch nicht möglich, und eine bedeutendere Tiefe wäre z.B. nach dem Plankton-Benthos-Verhältnis einiger Proben zu schliessen für die älteren Schichten der Gersterngraben-Formation durchaus denkbar. Die Häufigkeit des Planktons und die Seltenheit des Benthos lässt sich jedoch auch durch die Annahme ungünstiger Lebensbedingungen für die Bodenfauna erklären (vgl. Sauerstoffverhältnisse). Die in der Gersterngraben-Formation auftretenden Sedimentationstypen, auf die noch im Rahmen der Fazies-Besprechung näher eingegangen wird, deuten ebenfalls nicht auf eine Flachwasserablagerung hin.

Bodentemperatur: In den heutigen Meeren ist sie in Tiefen von 100 m bis 200 m noch stark abhängig von ihrer geographischen Lage, von Strömungen (bzw. vom Ausmass der Verbindungen mit dem offenen Ozean) und von jahreszeitlichen Schwankungen (SVERDRUP, JOHNSON & FLEMING 1942: Chart IV; SAID 1950: Tab.1; PHLEGER 1960: 4–7, Fig.2). Allgemein wird angenommen, dass das Klima zur Oligozänzeit wahrscheinlich wärmer war als heute. Manche der in der Gersterngraben-Formation vorkommenden Foraminiferen-Gattungen und einige Spezies sind Kosmopoliten und kommen rezent sowohl in warmen als auch in kalten Gewässern hoher Breiten vor. Die Seltenheit der Sandschaler, die Häufigkeit der kalkhaltigen Gehäuse und das Auftreten von Gattungen, deren Spezies rezent eher warmes Wasser bevorzugen (z.B. *Asterigerina*) sind Hinweise auf eine höhere Temperatur. Das Vorkommen von wärmeliebenden Radiolarien unterstützt die Vermutung, dass es sich um verhältnismässig warmes Wasser gehandelt haben muss. WALLER & POLSKI (1959: 123–126) haben bei Untersuchungen an planktonischen Foraminiferen im asiatischen Schelf festgestellt, dass die Temperatur die Grösse und Festigkeit der Gehäuse beeinflusst. Danach besteht dort die Fauna im kalten Wasser aus mehr als 50 % kleinen zerbrochenen Schalen, während umgekehrt in warmem Wasser mehr als 75 % grosse, dickwandige Gehäuse auftreten. Die in der Gersterngraben-Formation gefundenen Exemplare sind verhältnismässig kleinwüchsig. Wie noch weiter unten erwähnt wird, gibt es jedoch noch andere Faktoren, welche ebenfalls die Grösse beeinflussen können. Die relative Kleinwüchsigkeit der

in unserem Material gefundenen Individuen darf deshalb nicht als typisches Indiz für eine verhältnismässig niedrige Temperatur gewertet werden.

Salinität: Das Meeresbecken, in dem sich die Sedimente der Gersterngraben-Formation abgelagerten, enthielt wahrscheinlich normal marines, d. h. euhalines Wasser (Venedig-System 1958) mit einem Gesamt-salzgehalt von über 30 ‰.

Sauerstoffverhältnisse: Gelegentliche Pyrit-Funde lassen vermuten, dass lokal ein H_2S -Milieu vorlag. Immerhin beweist die verhältnismässig reiche Benthos-Fauna einiger Proben, dass zeitweise genügend Sauerstoff vorhanden gewesen sein muss. Kürzlich haben allerdings EMERY & HÜLSEMAN (1961: 158) bei Untersuchungen im tiefsten Teil des Santa Barbara Basin, einem Meeresbecken vor der kalifornischen Küste, festgestellt, dass gewisse Spezies der Gattung *Bolivina* noch bei sehr niedrigem Sauerstoffgehalt vorkommen können.

In verschiedenen Proben tritt die Benthos-Fauna gegenüber den planktonischen Foraminiferen stark zurück. HAGN (1960: 109) hat das reiche Vorkommen von Globigerinen, Pteropoden und Fischresten bei einer gleichzeitig spärlichen Benthos-Fauna im Fall der oligozänen Schönecker Fischschiefer nicht durch hoch-marine Verhältnisse, sondern durch die Annahme eines anormalen Biotops erklärt. Jene Ablagerungen sollen in einem engen, nicht allzu tiefen Becken entstanden sein. HAGN zitiert dabei Autoren, die in anderen Gebieten ähnliches beobachtet haben und für das stellenweise Fehlen des Benthos zeitweilig vergiftetes Bodenwasser verantwortlich machen. Es wäre möglich, dass das Vorherrschen der Globigerinen in verschiedenen Proben ebenfalls dadurch bedingt ist.

Die relative Kleinwüchsigkeit der in der Gersterngraben-Formation gefundenen Foraminiferen ist zwar möglicherweise das Ergebnis ungünstiger Sauerstoffverhältnisse. Wie bereits weiter vorn erwähnt, kann jedoch auch die Temperatur die Grösse beeinflussen. Nach BRADSHAW (in PHLEGER 1960: 256) kann ausnahmsweise die Kleinwüchsigkeit sogar die Folge von besonders günstigen Lebensbedingungen sein. Die geringe Grösse ist im betreffenden Fall das Ergebnis einer ausnehmend raschen Fortpflanzung.

Sedimentationsverhältnisse: Die in den Tonmergeln auftretende Feinlamination und die in einigen Proben festgestellte Anätzung von Foraminiferenschalen lassen auf ruhiges Wasser schliessen. Die teilweise zu beobachtende feine Schrägschichtung (Grössenbereich mm bis maximal einige cm) und «convolute lamination» in den siltig-tonigen Schichten zeigen jedoch, dass gewisse Strömungen vorhanden waren und Bewegungen im Sediment stattfanden. Diese verhältnismässig ruhige Sedimentation ist wahrscheinlich immer wieder durch «turbidity currents» und «fluxo-turbidites» (vgl. Abschnitt Fazies) unterbrochen worden. Die in den jüngsten Schichten der Gersterngraben-Formation gefundenen grossen Einzelgerölle könnten ein Hinweis sein, dass relativ steile Beckenränder vorhanden waren und das Ufer in nicht allzu grosser Entfernung lag.

4.28. Fazies

Die bereits in 4.17. aufgeworfene Frage der Fazies-Zugehörigkeit stellt sich auch hier wieder. Auf die Ähnlichkeit zwischen den stratigraphisch tieferen Ablagerungen der Gersterngraben-Formation und den Sedimenten der Horrenbach-Formation ist bereits mehrfach hingewiesen worden (4.16., 4.17. und 4.23.). Dieselben Gründe, die für die Flysch-Natur der Horrenbach-Formation sprechen, lassen sich auch hier anführen (siehe 4.17.).

Dagegen zeigen die Sandsteine im obersten Drittel des UGS und vor allem die grobkörnigen Schichten des OGS einen anderen Habitus. Er lässt manche der Eigenschaften erkennen, wie sie DZULYNSKI & al. (1959) und KUENEN (1964) von Ablagerungen beschreiben, die nach ihrer Auffassung wahrscheinlich durch eine Kombination von Schlammrutschen («sliding») und «turbidity currents» entstanden sind und die als «fluxo-turbidites» (DZULYNSKI & al. 1959: 1114) bezeichnet werden. Zu den im stratigraphisch höheren Teil der Gersterngraben-Formation feststellbaren und auf diesen Ablagerungstyp hinweisenden Merkmalen gehören (vgl. DZULYNSKI & al. 1959: 1113–1114; KUENEN 1964: 21): die weniger typische Ausbildung und das teilweise Fehlen der sedimentogenen Strukturen, wobei unter den vorhandenen die Belastungsmarken weitaus am häufigsten sind; die vor allem im OGS zu beobachtende Grobkörnigkeit der Psammite und Microbreccien, wobei allerdings die mehrfach deutlich zu beobachtende gradierte Schichtung für «fluxo-

turbidites» nicht typisch ist; der niedrige Tongehalt; Auftreten einzelner grosser Gerölle; Vorkommen von Tongeröllen.

Da diese jüngeren Sedimente einen vollmarinen Charakter besitzen und aus Ablagerungen mit vielen typischen Flyschkennzeichen hervorgehen, dagegen vor allem im OGS an Stelle typischer «turbidites» «fluxo-turbidites» auftreten, können die stratigraphisch höheren Schichten der Gersterngraben-Formation als untypische Flyschablagerungen betrachtet werden. Derartige gemeinsame Vorkommen von untypischen Flyschsedimenten zusammen mit einer charakteristischen Flysch-Fazies sind in der Literatur auch aus anderen Gebieten bekannt. Es sei hier nur auf das kürzlich beschriebene Beispiel eines lateralen Übergangs zwischen «turbidites» und «fluxo-turbidites» im Flysch der obereozänen-unteroligozänen «Grès d'Annot» hingewiesen (STANLEY & BOUMA 1964: 58–62).

4.29. Fortsetzung der Ablagerungen nach NE und SW

Die unmittelbar an das vom Verfasser kartierte Gebiet anschliessende Gegend N der Zulg ist leider ziemlich schlecht aufgeschlossen. Ähnliche grünlich-graue Sandsteine, wie sie in der Horrenbach-Formation und den stratigraphisch tieferen Schichten der Gersterngraben-Formation auftreten, sind ca. 10,5 km NE des nördlichsten Sandstein-Vorkommens der Gersterngraben-Formation (Koord. 628.320/180.260, vgl. 4.24.) an der Basis der Schratzenfluh aufgeschlossen. Nach Angaben meines Studienfreundes R. V. BLAU (1966: 50), der diese Sandsteine in zwei Dünnschliffen aus dem 3. Schibengraben (FURRER 1949: 134, Fig. 7) untersucht hat, handelt es sich um «Grès du Val d'Illiez» (VUAGNAT 1952). Auf Grund der in der Grobsandfazies gefundenen Foraminiferen hat FURRER (1949: 132) die betreffenden Sedimente ins Priabonien gewiesen. Die Kleinforaminiferen der mergelig-tonigen Schichten sind jedoch nicht näher bearbeitet worden.

Ca. 10 km weiter NNE liegt der Spierberg, aus dessen tieferer Abfolge HOLLIGER (1954: 17, 41; 1955: 90, 92) grün-graue Sandsteine mit «porphyrites arborescentes» erwähnt. Die in den feinsandig-tonigen Schichten vorkommenden Kleinforaminiferen sind nicht näher untersucht worden. HOLLIGER (1954: 41; 1955: 92) vergleicht die grün-grauen Sandsteine mit dem von MORNOD (1949: 69) aus dem Gebiet von Bulle beschriebenen und ins Lattorfien eingestuften Flysch, der nach CORMINBEUF (1959: 288) allerdings ins Paleozän gehören soll, welches Alter jedoch BLAU (1966: 49) stark anzweifelt.

Wahrscheinlich handelt es sich bei den erwähnten Vorkommen am Fuss der Schratzenfluh und am Spierberg um Äquivalente der Horrenbach-Formation und der älteren Schichten der Gersterngraben-Formation.

Nach Mitteilung von U. GASSER, der sich im Rahmen seiner Dissertation mit der Sedimentologie der Mergel-Sandstein-Abfolgen NE der Waldemme befasst, enthalten die Sandsteine des Steinibach-Profiles keine vulkanischen Komponenten. Die Mergelproben lieferten nur eine schlecht erhaltene und nicht näher bestimm- bare Foraminiferen-Fauna. Vielleicht entspricht dieser oberste Teil der Spierbergabfolge, der u. a. gekennzeichnet ist durch das Auftreten von Tongerölle führenden, grobkörnigen, oberflächlich stark verwitterten und braun verfärbten Sandsteinen mit konglomeratischen Lagen (HOLLIGER 1954: 23; 1955: 87–93), den stratigraphisch höchsten Schichten der Gersterngraben-Formation. Eine sichere Korrelation wird jedoch erst möglich sein auf Grund weiterer mikropalaeontologischer und sedimentologischer Untersuchungen im Gebiet zwischen Eriz und Waldemme.

SW des Thunersees liegt das von R. V. BLAU im Rahmen seiner Dissertation eingehend untersuchte E-Gurnigelgebiet. Die dort anstehenden «Goldeggsandsteine» gehören nach BLAU zum Typus der «Grès du Val d'Illiez» und stimmen sowohl im Handstück als auch im Dünnschliff sehr gut mit den Microbreccien und Grobsandsteinen des UHS und der stratigraphisch tieferen Schichten der Gersterngraben-Formation überein. Auch die in den begleitenden Mergeln («Jordisbodenmergel») gefundenen Foraminiferen (ausführliche Faunenliste Diss. BLAU 1966) lassen sich gut mit der Assoziation der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation vergleichen. Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine dürften die SW Fortsetzung der Horrenbach-Formation und der älteren Schichten der Gersterngraben-Formation bilden.

Auf Grund der in den Goldeggsandsteinen gefundenen vulkanischen Komponenten (Spilite und Diabase) betrachtet BLAU den subalpinen Randflysch (Goldeggsandsteine und Jordisbodenmergel) als nach N

verfrachtete höhere Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes. Der Verfasser möchte dieser Ansicht für die jungen Flyschablagerungen im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz beipflichten.

Der von LEUPOLD und seinen Schülern vorgeschlagene Sammelbegriff Sandstein-Dachschiefer-Komplex umfasst die grösstenteils im nordhelvetischen Ablagerungsraum entstandene und in der Literatur auch als «Nordhelvetischer Flysch» beschriebene jüngste Flyschfazies, die sich jedoch in der Nordostschweiz und vielleicht auch in der Zentralschweiz bis in den südhelvetischen Sedimentationsbereich erstreckt. Aus diesem Grunde wäre es nach LEUPOLD und seinen Schülern besser, an Stelle der Bezeichnung «Nordhelvetischer Flysch» den neutralen Ausdruck «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» zu verwenden (vgl. hiezu die von LEUPOLD & FREY und LEUPOLD verfassten Art. «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» und «Flysch, helvetischer» im Lex. strat. internat.).

Als wichtigstes Korrelationsmittel zwischen den verschiedenen Vorkommen des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes gelten die in den Sandsteinen enthaltenen vulkanischen Komponenten. Da jedoch noch manche, sowohl die zeitliche als auch die räumliche Verbreitung dieser basischen Ergussgesteinskomponenten betreffende Fragen offen sind, haften diesen Korrelationen noch etwelche Unsicherheiten an. Zur Zeit fehlen für die meisten Vorkommen chronostratigraphisch brauchbare Fossilbelege. Hinzu kommt noch, dass manche der aufgeschlossenen Abfolgen heute nicht im normalstratigraphischen, sondern im tektonischen Verbande vorliegen.

Da die bisherigen Kenntnisse über Alter und Ablagerungsraum des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes kürzlich an anderer Stelle (oben zit. Art. sowie Art. «Flysch nordhelvétique des régions limitrophes de la Suisse et de la Haute-Savoie» und «Val d'Illeiez, Flysch du» von LEUPOLD im Lex. strat. internat.; vgl. auch die gute Zusammenfassung in BLAU 1966) ausführlich besprochen worden sind, soll hier nicht näher auf Einzelheiten eingegangen werden. Es sei bloss erwähnt, dass die Spilite, andesitische oder basaltische Material führenden Taveyannazsandsteine (= tiefere Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes) nach Auffassung mancher Autoren zeitlich eher dem Obereozän angehören (vgl. hiezu Diskussion der verschiedenen Ansichten in FREY F. «Taveyannaz-Serie» Art. Lex. strat. internat.), nach RIGASSI (1957b: 28) in Savoyen jedoch wahrscheinlich ein Oligozän-Alter besitzen und nach CHAROLLAIS & WELLHAUSER (1962: 37) lateral in oligozäne «Grès du Val d'Illeiez» führende marno-micacées übergehen. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang, dass im Gebiet N des Thunersees unmittelbar am Fuss der Randkette Taveyannaz-Sandstein s. str. auftritt, während sich wenig weiter W in den jüngeren, oligozänen Schichten nur noch vulkanische Komponenten vom Typus «Grès du Val d'Illeiez» finden.

Auch die chronostratigraphische Stellung der «höheren» Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes ist vielerorts noch unsicher. Als Beispiel sei hier auf die umstrittenen Altersbestimmungen der «Brèche et calcaires nummulitiques» und die unsichere Datierung der hangenden marno-micacées des autochthonen und parautochthonen Gebiets des Val d'Illeiez hingewiesen (vgl. hiezu Art. «Flysch nordhelvétique des régions limitrophes de la Suisse et de la Haute-Savoie» von LEUPOLD im Lex. strat. internat.). So handelt es sich z. B. bei den aus den marno-micacées des Nant Prévond (N der Strasse von Troistorrent nach Morgins) zitierten «Cyrenen» nach RUTSCH (1961: 31) um nicht näher bestimmbare Steinkerne, die jedoch sicher nicht von Corbiculiden stammen, d. h. Pelecypoden, wie sie u. a. in der subalpinen Molasse vorkommen. Auch die übrigen Pelecypoden-Funde aus dem Val d'Illeiez sind neu zu überprüfen. Wie aus dem II. Teil der vorliegenden Arbeit hervorgeht, erlauben nämlich die durch MAYER-EYMAR erstmals von Ralligen als *Cardium heeri* und *Cyrena thunensis* beschriebenen Funde nicht einmal eine sichere generische Bestimmung. *Cardium heeri* und *Cyrena thunensis* sind taxionomisch nicht gerechtfertigt. Damit sind auch die aus dem Val d'Illeiez als *C. heeri* und *C. thunensis* angeführten Pelecypoden-Funde ungeeignet, ein Rupélien-Alter zu beweisen!

5. Molasse

5.1. Die Ralligen-Formation (Untere Meeresmolasse)

Ralligsandstein STUDER 1825–1834 z.T.; Ralligschichten KAUFMANN 1886–1887 z.T.; Untere Süsswassermolasse KAUFMANN 1886–1887 z.T.; Ralligschichten i.e.S. BECK 1911; «Ralligschichten» i.w.S. BECK 1911 z.T.; Honeggmergel HAUS 1937 z.T.

5.11. Historisches

STUDER (1825: 37–41, Taf. Fig. 2) erläutert zum ersten Mal ausführlich die geologischen Verhältnisse bei Ralligen. Er widmet den Mergeln im Eigengraben (vgl. dieses Kapitel Fig. 18: 1) eine eingehende Beschreibung und versucht den am Kirchweg Merligen–Sigriswil anstehenden feinkörnigen Sandstein zu charakterisieren (Fig. 18: 2b). Der nächste von STUDER erwähnte Aufschluss, der einen grobkörnigeren Sandstein gezeigt haben soll, ist heute nicht mehr genau zu ermitteln. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Fortsetzung des zur Zeit unterhalb des Wegs sehr schlecht aufgeschlossenen Sandsteins (Fig. 18: 3). Einige Schritte weiter Richtung Merligen folgen nach STUDER grünliche, ein nesterartig angeordnetes «Konglomerat» enthaltende Sandsteine (Fig. 18: GF), welche er mit den ihm bekannten Vorkommen bei Broc vergleicht. In den Sandsteinen im oberen Teil des Lehmerengrabens hat STUDER Pflanzenreste und die im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit noch näher zu besprechenden Mollusken gefunden (Fig. 18: 2A). STUDER (1834a: 369, 380–386) glaubt diese Ablagerungen im Gebiet der Berra («Gebirgsmasse der Berra») wieder zu erkennen und bezeichnet die dort angetroffenen Sedimente als Ralligsandstein. Nach der «Geologischen Karte der Westlichen Schweizer Alpen» (STUDER 1834b, 1:200000) geht der Ralligsandstein der Lokalität Ralligen seitlich in Gurnigelsandstein (Flysch) über. Später äussert STUDER (1839: 387) die Vermutung, dass die Mergel und Sandsteine von Ralligen nicht zum (fukoidenführenden) Flysch gehören, da dieser von den Ablagerungen jener Lokalität durch eine «Kalklage» getrennt sei [wahrscheinlich versteht STUDER darunter den andernorts (1834a: 369) als Châtelkalk bezeichneten und bereits 1825: 41 erwähnten Horizont].

RÜTIMEYER (1848; 1850; geologische «Karte des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme», ca. 1:65000) befasst sich ebenfalls mit der Geologie dieser Gegend und betont (1850: 15), dass die Zugehörigkeit des Ralligsandsteins zum Gurnigelsandstein oder zur Molasse nicht abgeklärt sei.

STUDER (1853, 2: 33, 116, 350, 376) ordnet im Gebiet von Bulle die als Ralligsandstein bezeichneten Sandsteine und Mergel in den Flysch ein und bestätigt auch für die Lokalität Ralligen, dass die «der Molasse fremde Gesteinsbeschaffenheit des Ralligsandsteins, seine grüne Farbe, die ihn dem Taviglianazsandstein nähert, seine Breccie» auf Flysch hinweisen, bemerkt jedoch gleichzeitig, dass die bei Ralligen gefundene Flora auf Molasse deutet. Es handelt sich dabei um die von HEER bestimmten, ins Untermiozän gewiesenen, Pflanzenreste (Teilverzeichnis in STUDER 1853, 2: 115–116; Einstufung ins Untermiozän, HEER 1855, 1: 4; vollständigere Fossilliste in FISCHER-OOSTER 1856: 79). HEER (1855, 1) glaubt, dass der Ralligsandstein in einem Brackwassermilieu zur Ablagerung gelangt ist und zählt ihn zur ältesten Molasse. Das Gesamtverzeichnis aller in Ralligen gefundenen Pflanzen ist durch HEER (1859, 3: 351 ff.) veröffentlicht worden. In der gleichen Arbeit (1859, 3: 202) sind in einer Fussnote neun von MAYER bestimmte Mollusken beschrieben. Auf die von diesem Autor ins Aquitanien gewiesene Fauna wird im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit näher eingegangen. Auf Grund der Fossilfunde beschreiben STUDER (1862: 293) und HEER (1865: 276, 277) den Ralligsandstein als Molasse, während FISCHER-OOSTER (1870: 195) glaubt, dass der Ralligsandstein zusammen mit Taveyannazsandstein auch an der Dallenfluh (NE Rotbühl) vorkommt, eine Beobachtung, die BACHMANN (1871: 225) entschieden bestreitet. Auch später (1872a: 190, 191; 1872b: 200) zählt STUDER den

Ralligsandstein zur Molasse, ist sich jedoch bis zuletzt nie ganz klar darüber, ob die weiter im NE gegen das Eriz zu anstehenden Sandsteine auch zur Molasse gehören, oder ob es sich bei diesen Vorkommen bereits um Flysch handelt. FAVRE (1872: 377, 378) betrachtet den Ralligsandstein ebenfalls als Molasse. Im grossen Molluskenwerk SANDBERGERS (1875) wird die Fossilfundstelle Ralligen auch angeführt (Näheres hierüber im II. Teil). HEER (1879: 298) erwähnt, dass der Ralligsandstein altersmässig vielleicht ins Tongrien gehört.

Die letzte ausführliche Beschreibung der Aufschlüsse bei Ralligen stammt von KAUFMANN (1886: 513 bis 516, enthält geologische Karte 1:25 000, Gebiet Endorf–Ralligen–Wyler und einen Teil der Randkette umfassend, Taf. XXV, vgl. auch Fossilfundorte p. 242). Im Gegensatz zu STUDER, nach dessen Meinung die gesamte bei Ralligen aufgeschlossene Mergel-Sandstein-Abfolge zur gleichen Fazies gehört, vertritt KAUFMANN (1886: 276, 515) die neue Ansicht, dass es sich beim oberen, durch die grünlichen Sandsteine und Breccien gekennzeichneten Teil um Flysch handelt (Fig. 18: GF). KAUFMANN begründet diese Zweiteilung damit, dass seiner Meinung nach jenes Gestein «von gewissen Taviglianazsandsteinen nicht zu unterscheiden ist». Nur die liegenden Sandstein- und Mergelablagerungen zählt KAUFMANN zur Molasse und bezeichnet sie zusammen mit den im Gersterngraben anstehenden Sedimenten und deren Fortsetzung nach dem Tönimoos als Ralligschichten (vgl. 4.21.). Die Aufschlüsse S Rotmoos und der Sausenegg sowie die Mergel und Sandsteine im Pressernbach (früher Bressernbach) unterhalb Tönimoos (vgl. Fig. 20, Aufschlüsse 1–ca. 9) zählt KAUFMANN (1886: 496–497, Taf. XXX, Fig. 1; BALTZER, MOESCH, KAUFMANN 1887, Geologische Karte, 1:100 000, Blatt XIII) zur Unteren Süsswassermolasse. In der gleichen Arbeit (1886: 516) findet sich auch eine erweiterte Liste der in Ralligen gefundenen und von MAYER bestimmten Mollusken. Das vollständige Verzeichnis der in Ralligen gefundenen Fossilien nebst der Beschreibung neuer Molluskenarten ist ein Jahr später veröffentlicht worden (MAYER-EYMAR 1887). Auf diese Arbeit sowie diejenige von LOCARD (1892) wird im zweiten Teil näher eingegangen. In dem von BALTZER (1906: 52–53) verfassten geologischen Führer des Berner Oberlandes wird für die Umgebung von Ralligen im wesentlichen die Darstellung von KAUFMANN (1886–1887) übernommen. Das von KAUFMANN (1886: Taf. XXV, Fig. 1) am Kirchweg (Aufschluss GF Fig. 18 dieses Kapitels) ausgeschiedene Taveyannazsandstein-Vorkommen fehlt jedoch im Kärtchen von BALTZER (Fig. 10). ARNOLD HEIM (1906: 454) betrachtet die Ralligschichten als Flysch und nimmt (1908: 97) für diese Ablagerungen ein Lutétien-Alter an. ROLLIER (1910: 3; 1911: 67–71, 101) dagegen fasst die Ralligschichten als Molasse auf, und zwar als litoral-fluviatile Fazies der Sedimente des Helvétien (ROLLIER non MAYER). Gleichzeitig stuft ROLLIER (1911: 101) die Ralligschichten jedoch mit Fragezeichen auch ins Stampien ein.

Auf die von BECK (1911 a: 500; 1911 b: 57–58, 59; 1911 c: 57–58, 59) betonte Unsicherheit in der Korrelation des unteren Teils der altersmässig sehr verschieden eingestuftten Abfolge bei Ralligen (= Ralligschichten i. e. S.) mit den weiter N gelegenen Sandstein-Mergel-Aufschlüssen ist in 4.21. hingewiesen worden. Wie bereits erwähnt, hat BECK dennoch die von ihm neu entdeckten Mergel-Vorkommen im Sulzigraben, einen Teil der Unteren Süsswassermolasse KAUFMANNs, die Ralligschichten KAUFMANNs sowie Partien des Unteren Flyschs von KAUFMANN (Quellgebiet des Horrenbachs, vgl. 4.11.) zu einer einzigen als Molasse betrachteten lithologisch-stratigraphischen Einheit zusammengefasst («Miozäne Mergel und Sandsteine», «Ralligschichten» i. w. S.; vgl. auch BECK 1911 d). Die altersmässig nicht genau datierten Vorkommen von Ralligen gehören nach BECK einer auf die unmittelbare Umgebung von Ralligen beschränkten tektonischen Scholle an, während die übrigen Ralligschichten (i. w. S.) das normalstratigraphisch Hangende der W anschliessenden Nagelfluhablagerungen bilden. ALBERT HEIM (1919, I: 74–97, 130) bemerkt jedoch, dass der Ralligsandstein «vielleicht gar keine Molasse, sondern Flysch ist». Wenig später teilt BAUMBERGER (1920: 137; 1921: 208) in einer kurzen Veröffentlichung mit, dass er die Mollusken-Fauna von Ralligen altersmässig ins Mitteloligozän (Stampien) weist (ohne Beschreibung der Fossilien, unvollständige Faunenliste). BECK (1922 b: 319) glaubt, dass die bereits früher erwähnte (1911 b, 1911 c) und E des Thunersees nicht näher abgegrenzte Ralligenscholle als Ralligschuppe ins östliche Gurnigelgebiet hinüberstreicht. Aus BECK (1923: XXI, XXII) ist nicht ersichtlich, ob dieser Autor nur die Aufschlüsse von Ralligen zu den überschobenen «Ralligschichten» zählt oder ob er unter dieser Bezeichnung den gesamten früher (1911 b, 1911 c: 57; 1911 d) unter der Bezeichnung «miozäne Mergel und Sandsteine» zusammengefassten Komplex versteht. Auf Grund der von BECK angegebenen Mächtigkeit von nur ca. 300 m lässt sich beim Vergleich mit den 1911 (1911 d) veröffentlichten Profilen vermuten, dass er den Ausdruck «Ralligschichten» eher in einschränken-

dem Sinne anwenden wollte. Unklar bleibt, wohin der nach den Profilen BECKS im Gebiet der Sausenegg immerhin über 1000 m mächtige Mergel-Sandstein-Komplex gehört und ob es sich dabei um eine normal-stratigraphische oder um eine mehrfach verschuppte Abfolge handelt. BAUMBERGER (1931: 214; 1934: 67) weist auf die seiner Meinung nach ein Unterstampien(Rupélien)-Alter anzeigende Molluskenfauna von Ralligen hin. RUTSCH (1933: 19) erwähnt, dass KRÄUSEL aus dem im Basler Museum aufbewahrten Material aus dem Eigengraben (linker Seitengraben Ralligen) fünf Pflanzenreste neu bestimmt hat. BECK (1934c: 584, 586) nimmt für die Ralligschuppe eine grössere, bis NW der Sausenegg reichende Ausdehnung an, ohne sie jedoch genauer abzugrenzen. Auch aus BECK (1943: 59, 63) ist der nähere Verlauf der Ralligschuppe nicht ersichtlich.

HAUS (1937b: 23) reiht die Mergelaufschlüsse im Sulzigraben, gestützt auf ihre Lage in der ungefähren Streichrichtung der Honeggmergel, in diese stratigraphisch jüngere Zone ein, welcher Auffassung sich BECK später anschliesst (1946: 354, Taf. 11). Die von HAUS (1937a, 1937b) veröffentlichte Abgrenzung der Ralligschuppe und die verschiedenen Ansichten (RENN 1937, BECK 1943, BECK 1946) über die Tektonik des vom Verfasser untersuchten Gebiets werden in Kapitel 6.1. (Tektonik) besprochen.

5.12. Typus-Profil und Verbreitung

Die vom Verfasser ausgeschiedene Ralligen-Formation umfasst nur einen kleinen Teil der «Rallig-schichten» i. w. S. der früheren Autoren. Nach Artikel 14 der American Commission on Stratigraphic Nomenclature sollte in diesem Fall der Name «Ralligen» für die neu kartierte Formation nicht mehr verwendet werden. Da jedoch die Ralligen-Formation den Ralligsschichten i. e. S. und im wesentlichen auch dem Rallig-sandstein von STUDER 1825–1834 (mit Ausnahme von Aufschluss GF Fig. 18) entspricht und nach der Landeskarte keine andern Lokalnamen zur Verfügung stehen, wird die Bezeichnung Ralligen auch für die neu ausgeschiedene Formation verwendet. Leider ist das «klassische», seit 140 Jahren bekannte Profil hinter dem Schlösschen Ralligen nicht in der wünschenswerten Lückenlosigkeit aufgeschlossen.

Die vom Verfasser zum Typus-Profil gewählte Abfolge beginnt im linken Graben des Ralligbächli bei Kote 625 m ü. M. (Koord. 622.110/173.120) ca. 10 m oberhalb eines kleinen Nagelfluh-Vorkommens (vgl. Fig. 18 und 19):

1. Auf der linken Bachseite ca. 5 m den Hang hinauf kleiner Wasseraustritt über grau-gelben (5Y7/4) Mergeln. Dieselben Mergel unten am Bach anstehend (Schlammprobe RaE1). Besser aufgeschlossen ca. 10 m bach-aufwärts, über ca. 4 m, auf der rechten Bachseite (Schlammprobe RaE2). Die leicht sandigen Mergel führen verkohlte, nicht näher bestimmbare, kleine Pflanzenreste. Auf den Schichtflächen finden sich kleine, durchschnittlich 1 cm messende, vereinzelt auch etwas grössere Schalenreste und Steinkerne von Pelecypoden. 20 m bachaufwärts auf der rechten Bachseite über 8 m sandige Mergel anstehend (Schlammprobe RaE3, RaE4).
40 m [Gelblich-graue (5Y6/2) bis grau-gelbe (5Y7/4) Mergel sind auch in Aufschluss 1A Fig. 18 im Bachbett und im linken Hang über ca. 20 m zu beobachten (Schlammprobe RaW5).]
2. Übergang aus sandigen Mergeln in dickbankigen bis massigen bläulich-grauen (5B6/1) meist bis tief unter die Oberfläche bräunlich verfärbten feinkörnigen (0,1–0,2 mm) Kalksandstein (aufgeschlossen ca. 7 m). Die Schichten fallen mit 40° nach 110° ein.
Knapp 50 m den E-Hang hinauf mehrere gute Aufschlüsse (2a Fig. 18). Vorwiegend massige, ziemlich schlecht gebankte, feinkörnige Kalksandsteine bilden die nahezu 200 m weit verfolgbare Geländerippe. 45 m Schichtfallen 45°–50° nach 110°–125°.
[Feinkörnige, massige Feinsandsteine sind ebenfalls gut aufgeschlossen in 2b (Schichtfallen 48° nach 102°) und 2A, dort zusammen mit stark verfestigten Mergel-Siltsteinen mit einzelnen Kohleschmitzen (Schlammprobe RaW6). In den Feinsandsteinen kleine Schalenreste und Steinkerne von Pelecypoden (Fundstelle STUDER 1825!).]
3. 80 m dem Weg Richtung Merligen entlang, 30 m unterhalb des Wegs ± anstehend, kleiner Aufschluss von grobkörnigem (0,5–1,0 mm) Kalksandstein (3 Fig. 18).
ca. 30 m Knapp 50 m E davon oliv-graue Microbreccien bis Mikrokonglomerate und Grobsandsteine, die bereits zur Gerstengraben-Formation gehören (GF, Fig. 18).

3,2 km N von Aufschluss 2A der Abfolge bei Ralligen stehen unmittelbar oberhalb eines kleinen Nagelfluhvorkommens bei Koord. 622.800/176.700 massige, feinkörnige verwitterte Sandsteine an, die ebenfalls zur Ralligen-Formation gehören dürften.

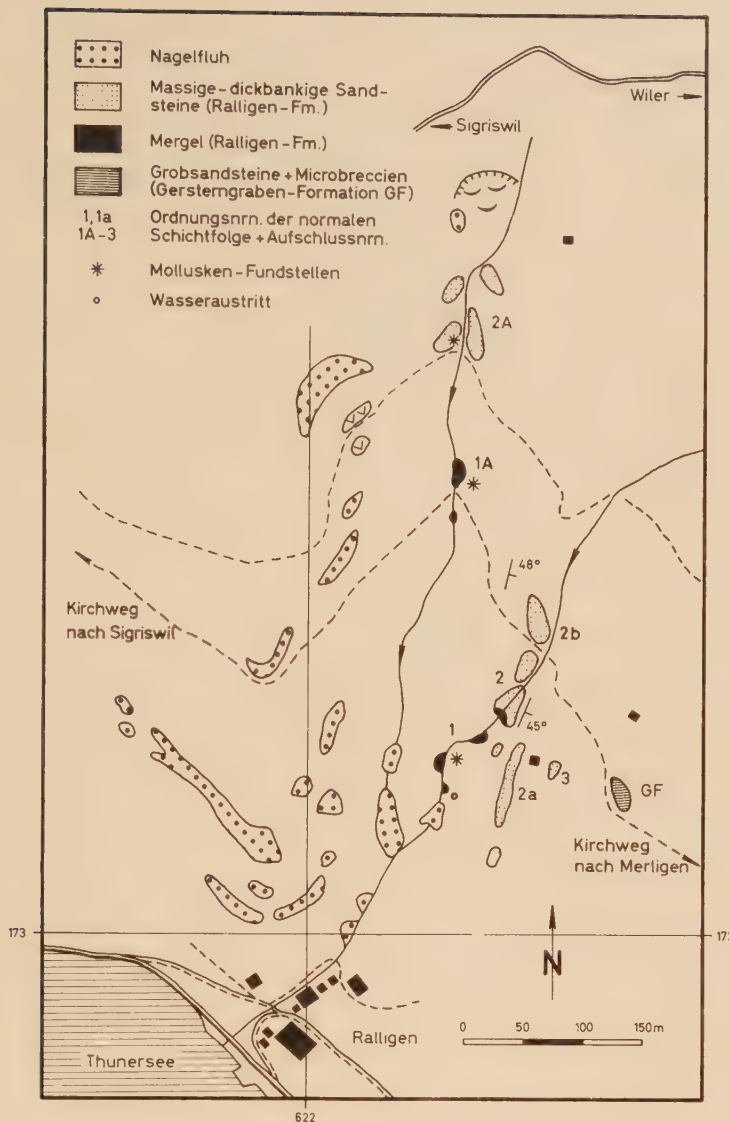


Fig. 18. Aufschlusskarte der Umgebung von Ralligen.

Knapp 2 km weiter NE liegt der Graben des Pressernbachs. Fig. 20 gibt einen Überblick über die komplizierten geologischen Verhältnisse. Die unteren Aufschlüsse (Fig. 20, 1, 2, 3 und 4) sind durch Бек (1911 b, 1911 c: 55) als normalstratigraphische Abfolge beschrieben worden. Später hat Бек (1946: 360) seine Auffassung geändert und zwischen den Nagelfluhablagerungen (1) und den S anschliessenden Mergeln (2, 3, 4) eine tektonische Grenze angenommen (Überschiebung vgl. 6.1. und 6.2.). Folgende Aufschlüsse sind heute zu beobachten (vgl. Fig. 20):

1. Oberste Schichten der über einige hundert Meter Mächtigkeit aufgeschlossenen Nagelfluhzone Gunten-Eriz: bestehend aus einer eine mehrere Meter hohe Steilstufe bildenden Nagelfluhrippe, gefolgt von 10 m braun-gelben, sandigen Mergeln mit Sandsteineinlagerungen; nach oben schliesst eine 2 m dicke Nagelfluhbank an, über der dünn- bis dickbankige Sandsteine wechsellagernd mit Mergeln anstehen. Zuoberst folgt eine mehrere Meter mächtige Nagelfluhrippe mit Sandsteineinlagerungen und rot-violetten bis grünlichen Mergeln an der Basis. Die Schichten fallen mit durchschnittlich ca. 40° nach 150° (Fallazimut).
2. Leicht oliv-graue (5Y4/2) Mergel, im Hang rechts mit einzelnen dickbankigen Sandsteinen zwischengelagert. Schlammprobe 309 (vgl. Fossilinhalt 5.15.) bestätigt die Zugehörigkeit zur Ralligen-Formation.
3. Fortsetzung von 2: leicht oliv-graue Mergel mit vereinzelt dünnbankigen Sandsteinen mit Kohleschmitzen zwischengelagert. Die Schichten fallen mit ca. 65° nach 120°.

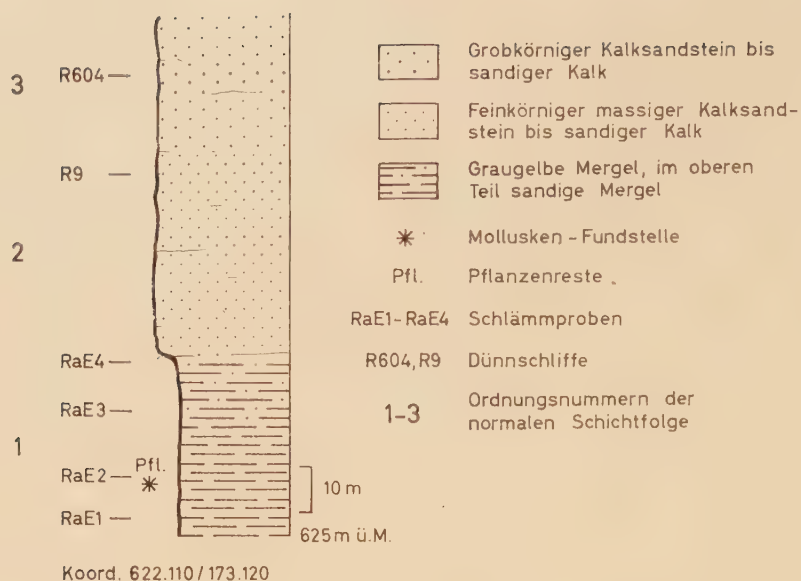


Fig.19. Typus-Profil der Ralligen-Formation.

4. Dieselben Mergel, nach oben in bräunlich-gelbe (5Y7/4) Mergel übergehend. Im oberen Teil $\pm$ anstehend ca. 8 m dick-bankige bis massige, fein- bis mittelkörnige (ca. 0,1–0,5 mm) Kalksandsteine in senkrechter Schichtlage. Eingelagert in den Sandstein einzelne kleine Geröllinseln (Komponenten bis einige cm $\varnothing$).
5. Annähernd steilstehende oliv-graue (5Y4/1) Mergel mit dünnen Siltlagen. Schlammprobe 325 enthielt nicht näher bestimmbare Globigerinen, Ostrakoden fehlten.
- 6, 7. Plattige bis bankige Sandsteine. In 6 A $\pm$ anstehend. In 7 auf den Schichtunterflächen ausgeprägte grosse Belastungsmarken (load casts). In 7 Schichtfallen ca. 30° nach 135°. Die Aufschlüsse 5, 6, 6 A und 7 dürften zur Gersterngraben-Formation gehören.
8. Kleiner Mergelanriss. Die Schlammprobe 328 lieferte zahlreiche kleine, nicht näher bestimmbare Ostrakodenbruchstücke.
9. Blöcke von Kalknagelfluh. Da topographisch über den höchsten Nagelfluhablagerungen der Zone Gunten-Eriz liegend, kann es sich nicht um quartäre Erratika aus diesen Schichten handeln. Nur 300 m weiter SW liegt ein ähnliches, aber anstehendes kleines Nagelfluhvorkommen (Koord. 623.950/177.700).
10. Oliv-graue Mergel. An 2 Stellen auf den Schichtflächen kleine bis max. zentimetergrosse Schalenreste und Steinkerne von Mollusken (Ostrakoden vgl. 5.15.).
11. Mehrfach verfaltete oliv-graue Mergel, deren Schlammproben (438, 438 A) eine reiche Foraminiferenfauna und keine Ostrakoden enthalten, im Gegensatz zu allen vorangehenden Proben von Aufschluss 10, die alle Ostrakoden oder Ostrakodenbruchstücke (vgl. Fossilinhalt 5.15.) und keine Foraminiferen oder nur aufgearbeitete Einzelexemplare (z. B. *Globotruncana* sp.) führen.

Der Verfasser konnte in der direkten Fortsetzung von Aufschluss 10 weder nach NE noch nach SW zur Ralligen-Formation gehörende Mergel oder Sandsteine nachweisen. Da die Mergel von Aufschluss 11 und wahrscheinlich auch 5, 6, 6 A und 7 zur Gersterngraben-Formation gehören, liegt der Schluss nahe, dass hier südlich der eigentlichen Ralligen-Formation ein zu dieser gehörender Mergelkomplex als geringmächtige Schuppe im Oligozän-Flysch liegt (vgl. 6.2.).

Die nächsten sicheren Vorkommen von Ralligen-Formation finden sich erst 5,5 km weiter NE im Sulzigraben. In zwei kleinen Bachanrissen stehen dort bei Koord. 629.040/180.650 und 628.950/180.590 auf der linken Bachseite oliv-graue Mergel an. Die Schlammproben enthielten die für die Ralligen-Formation charakteristische Ostrakoden-Fauna. Die Schichten fallen mit ca. 52° nach 160° (Fallazimut).

Aussergewöhnlich ist das Auftreten der Ralligen-Formation im Gebiet E Rueggersweid. Bei Koord. 623.880/176.400 sind in einem Bachanriss oliv-graue Mergel aufgeschlossen. Zwei Schlammproben (526, 527) lieferten eine für die Ralligen-Formation typische Ostrakoden-Fauna. 300 m NE davon (Felssignatur Landeskarte) lässt sich von SW gegen NE (Koord. 624.100/176.600, Höhe 1410 m ü. M.) das folgende Profil verfolgen:

- x + 20 m
1. Oliv-graue sandige Mergelschiefer mit einzelnen plattigen Sandsteinbänkchen unter Schutt und Vegetation ziemlich schlecht aufgeschlossen. Nach oben teilweise dünnbankige feinkörnige Sandsteine eingelagert, mit kleinen Belastungsmarken auf den Schichtunterflächen. Übergang in

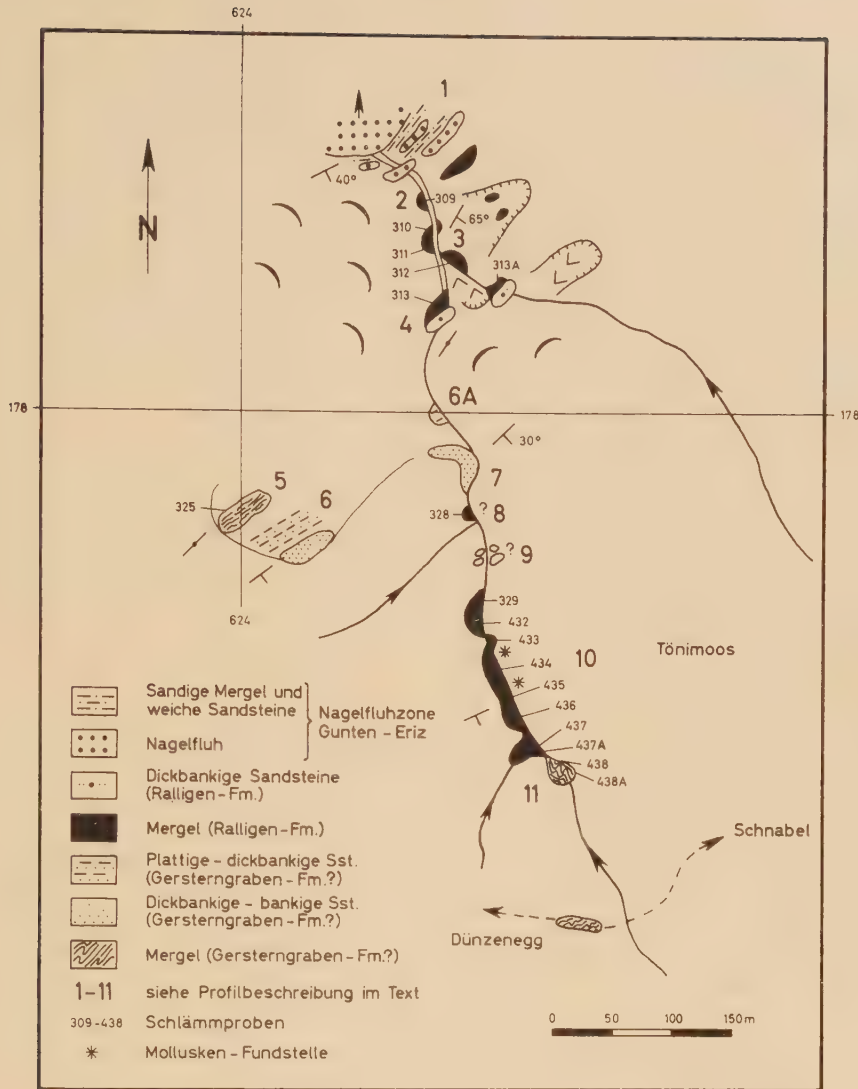


Fig. 20. Aufschlusskarte der Umgebung des Pressernbachs bei Tönimoos.

- 6 m
2. Abfolge von plattigen bis dünnbankigen Sandsteinen wechselnd mit sandigen Mergellagen. Übergang in
3. Vorwiegend massige bis dickbankige, ziemlich feinkörnige (0,2-0,3 mm) Kalksandsteine. Die stets sehr sandigen Mergellagen sind äusserst dünn ausgebildet und selten. Sedimentogene Strukturen (Belastungs- oder Kolkmarken und Schleifspuren) fehlen vollkommen. Innerhalb der mächtigen, durchwegs ziemlich feinkörnigen Sandsteinbänke lassen sich im Felde praktisch keine Korngrössenunterschiede feststellen. Schichtfallen im Südteil der Aufschlussreihe 10-15° nach durchschnittlich 155° (Fallazimut), im N-Teil ca. 20° nach 120-135°.
- 60 m
4. Fein- bis mittelkörnige (0,2-0,5 mm) massige Kalksandsteine, welche sich nur durch das gelegentliche Auftreten von grobsandigeren Lagen und Geröllschnüren (Komponenten einige mm bis cm Grösse, vereinzelt bis mehrere cm Ø, auffallend grosse Quarzgerölle) unterscheiden. Im obersten Teil vereinzelt geringmächtige sandige Mergellagen.
- 45 m

Die massigen Kalksandsteine, welche den grössten Teil der aufgeschlossenen Abfolge einnehmen, stimmen in ihrem Gesamt-Habitus gut mit den Psammiten der Typlokalität der Ralligen-Formation überein. Ähnlich mächtige, damit vergleichbare Sandsteinkomplexe aus der Gersterngraben-Formation sind dem Verfasser dagegen nicht bekannt. Das oben erwähnte, unweit im Liegenden der eben beschriebenen Sandsteinabfolge anstehende Mergelvorkommen, dessen Schlammproben die für die Ralligen-Formation charakteristische Ostrakoden-Assoziation enthielten, stützt die Annahme, dass es sich hier um eine weitere Schuppe von Ralligen-Formation innerhalb des Flyschs handelt (vgl. hierzu 6.2.).

5.13. Lithologie

5.131. Schichtungseigenschaften

Auffällige Kennzeichen der Psammite der Ralligen-Formation sind der vorwiegend massige Habitus, verbunden mit undeutlicher Bankung, das Fehlen der sedimentogenen Strukturen (Kolkmarken, Belastungsmarken, Schleifspuren) und die meist auch innerhalb mächtiger Bänke ziemlich feinsandige und gleichmässige Ausbildung der Körngrösse.

Die verschiedenen in der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation weit verbreiteten Ablageungstypen, bestehend aus einem $\pm$ engen Wechsel von vorwiegend plattigen Sandsteinen mit entsprechenden Mergellagen (vgl. 4.13. und 4.23.), fehlen in der Ralligen-Formation fast vollständig und kommen nur als geringmächtige Übergangstypen vor (z. B. Sandsteinabfolge E Rueggersweid, vgl. 5.12.). Deutliche, gradierte Schichtung konnte nicht beobachtet werden. Grobsandsteine sind selten und finden sich nur im Bereich der gelegentlich auftretenden Geröllschnüre.

Die Mergel sind häufig sandig ausgebildet und zeigen z. T. eine braun-gelbe Farbe (z. B. Ralligen Aufschluss 1 Fig. 18, Pressernbach Aufschluss 4 Fig. 20). Oft fehlt auch die in den Peliten der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation beobachtete Feinlamination. Häufig lassen sich allerdings kleine Mergelvorkommen der Ralligen-Formation ohne begleitende Sandsteine von solchen der Gersterngraben-Formation im Felde nicht oder kaum unterscheiden. Eine sichere Zuordnung ist häufig erst auf Grund des vollständig verschiedenen Mikrofossil-Inhalts möglich.

5.132. Mikrofazies

Alle «Sandsteine» des Typus-Profiles zeichnen sich durch Feinkörnigkeit und einen sehr hohen Karbonatgehalt aus. Die einzelnen Quarzkörner und die seltenen Feldspäte sind allseits von detritischem Karbonat und Karbonatzement umgeben. Hier und da finden sich Foraminiferengehäuse, die aufgearbeitet sein dürften. Vereinzelt sind Schalenreste von Mollusken vorhanden.

Auf Grund des hohen Karbonatanteils sind die «Sandsteine» des Typus-Profiles der Ralligen-Formation als Sandkalke, teilweise sogar als sandige Kalke zu bezeichnen.

Die makroskopisch und in bezug auf ihre Schichtungseigenschaften am besten mit der Ralligen-Formation übereinstimmenden Sandsteine E Rueggersweid (vgl. 5.12.) zeigen im Dünnschliff eine ähnliche Ausbildung wie die stratigraphisch höchsten Schichten der Gersterngraben-Formation. Im Gegensatz zu diesen sind die Sandsteine der Rueggersweid-Abfolge durchschnittlich jedoch bedeutend feinkörniger und besser sortiert. Sie können charakterisiert werden als feinkörnige, feldspatführende Kalksandsteine mit Gesteinsbruchstücken.

Die prozentuale Zusammensetzung der 5 mittels Point-Counter ausgezählten Dünnschliffe der Ralligen-Formation ist direkt in die zwei Diagramme Fig. 21 eingetragen worden. In den beiden Dreiecksdarstellungen sind zudem alle in Tabelle 2 und Tabelle 3 zusammengestellten Prozentwerte der Sedimente der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation eingezeichnet. Dabei ist zu beachten, dass es sich bei den stark streuenden Werten der jungen Schichten der Horrenbach-Formation sowie den zwei ebenfalls ausserhalb der Durchschnittsergebnisse liegenden Punkten (vgl. vor allem Fig. 21a) der älteren Schichten der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation im Gegensatz zu den übrigen Proben um extrem feinkörniges Gestein handelt (vgl. Tab. 2 und Tab. 3 SH119 und GeS34).

5.14. Abgrenzung und Mächtigkeit

Während die oberhalb Ralligen in Aufschluss 3 (Fig. 18) anstehenden Kalksandsteine noch zur Ralligen-Formation gehören, betrachtet der Verfasser, wie in 5.12. erwähnt, die knapp 50 m weiter E aufgeschlossene, in bezug auf ihre Zusammensetzung (vgl. 4.23.) gut mit den verkehrtliegenden Schichten oben im Gersterngraben übereinstimmenden Grobsandsteine und Microbreccien bereits als stratigraphisch tieferen Teil der Gersterngraben-Formation (Fig. 18 GF).

Fig. 21a

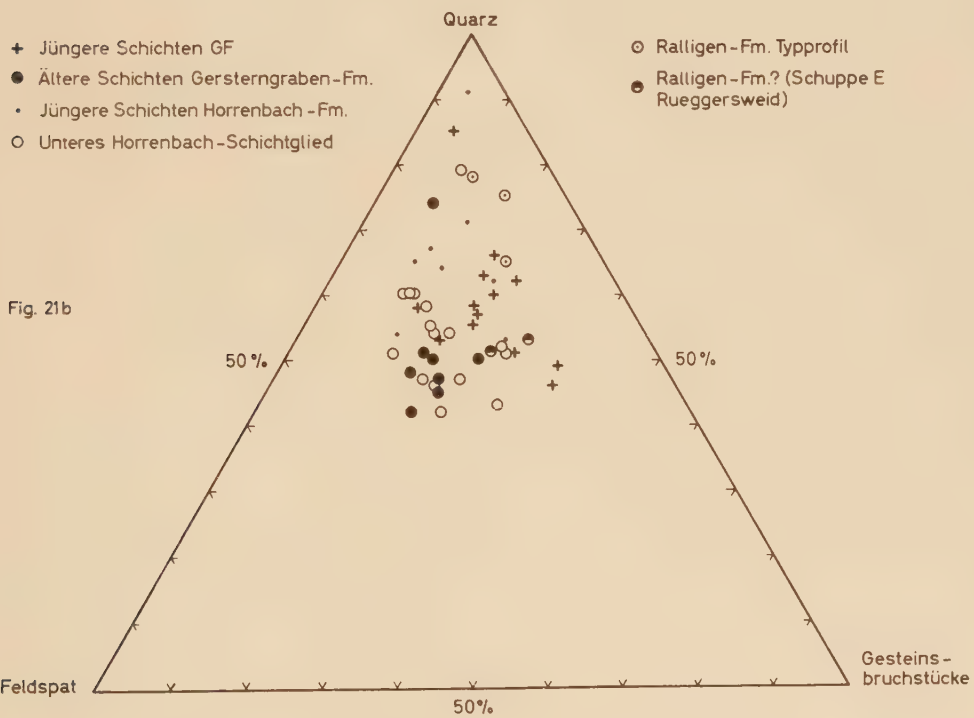
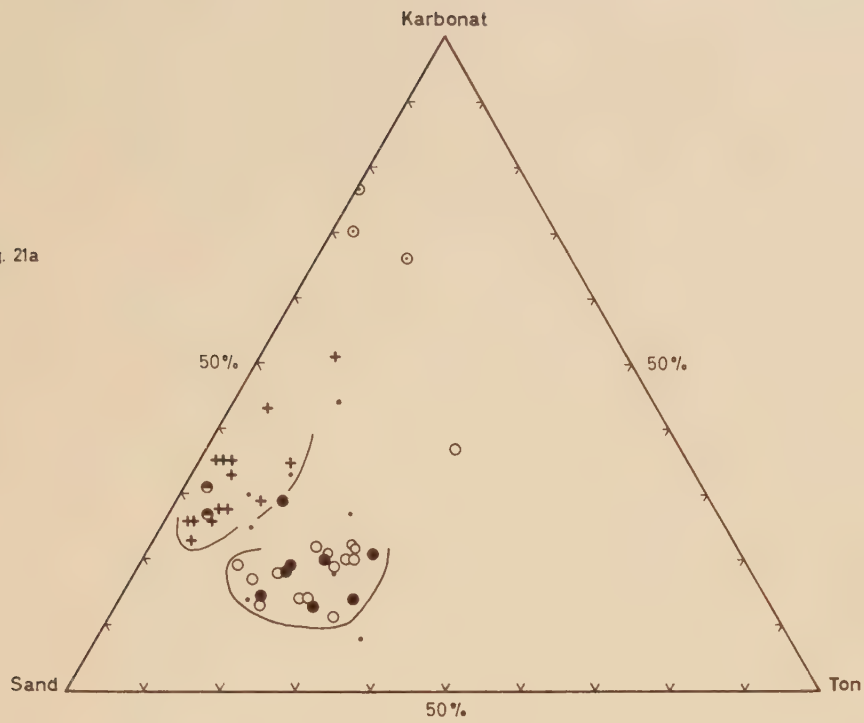


Fig. 21 a. Sand-Ton-Karbonat-Gehalt der Flysch- und Molasse-Psammite in Dreiecks-Darstellung.

Fig. 21 b. Sandkomponenten der Flysch- und Molasse-Psammite in Dreiecks-Darstellung
Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstücke (Diagramme nach FÜCHTBAUER 1959, 1964).

Der Grenzverlauf zwischen der Ralligen-Formation und der Nagelfluh-Zone Gunten-Eriz in der Umgebung von Ralligen ist aus Fig. 18 ersichtlich. Nach Ansicht der früheren Autoren (vgl. 6.1.) soll zwischen der Nagelfluhzone Gunten-Eriz und der Ralligen-Formation bei Ralligen eine deutliche tektonische Diskordanz zu beobachten sein. Die von den betreffenden Autoren angeführte horizontale Lagerung der Nagelfluh ist jedoch nirgends klar zu beweisen, da neben verhältnismässig flachliegenden Geröllen auch steilstehende Komponenten auftreten. Die hohen Felswände des Stampbachs und die meisten Vorkommen W des Ralligbächlis zeigen ungefähr parallel der Streichrichtung verlaufende Aufschlüsse, deshalb erlauben auch die sehr seltenen Sandsteineinlagerungen keine Aussage über die Schichtlage.

Eine tektonische Diskordanz zwischen den Nagelfluh-Sedimenten der Zone Gunten-Eriz und der Ralligen-Formation ist somit nirgends klar zu beobachten. Die Feststellung (vgl. 5.25.), dass die Nagelfluhablagerungen mit grosser Wahrscheinlichkeit jünger sind als die Ralligen-Formation zwingt jedoch zur Annahme einer tektonischen Grenze.

Wie bereits in 5.12. erwähnt, sind 3,2 km N von Ralligen unmittelbar oberhalb eines kleinen Nagelfluhvorkommens bei Koord. 622.800/176.700 massige, wahrscheinlich zur Ralligen-Formation gehörende Sandsteine aufgeschlossen. 70 m bachaufwärts steht die in 4.22. und 6.2. zitierte mächtige Abfolge von stratigraphisch tieferen Schichten der Gersterngraben-Formation an. Die stratigraphisch-tektonische Stellung der Aufschlüsse im Pressernbach ist bereits in 5.12. und Fig. 20 erläutert worden (vgl. ausserdem 6.2.).

Die Mergelaufschlüsse der Ralligen-Formation im Sulzigraben liegen rund 350–400 m E der nächsten sicheren Nagelfluhvorkommen der Nagelfluhzone Gunten-Eriz. Wie aus der Profilkonstruktion 18 Tafel VI ersichtlich ist, verläuft die hier auf Grund des ziemlich sicher jüngeren Alters der Nagelfluhsedimente ebenfalls tektonisch aufgefasste, im Gelände nicht verfolgbare Grenze wahrscheinlich nahe den beiden Mergelaufschlüssen. Wie bereits in 4.24. erwähnt, sind die Verbreitung der Gersterngraben-Formation und des Obereozän-Flyschs im Gebiet des Sulzigrabens nicht genau bekannt. Dadurch ist dort auch die tektonische Südgrenze der Ralligen-Formation nicht sicher zu ermitteln.

Die geologischen Verhältnisse E der Rueggersweid sind in 5.12. und 4.24. erklärt worden (vgl. ausserdem 6.2.).

Die Mächtigkeit der Ralligen-Formation an der Typlokalität beträgt ca. 115 m. Im Pressernbach unterhalb Tönimoos dürfte sie ebenfalls kaum wesentlich mehr als 120 m (max. ca. 150 m) messen. Der wahrscheinlich einer besonderen Schuppe der Ralligen-Formation angehörende Mergelkomplex im Tönimoos besitzt eine Mächtigkeit von ca. 120 m (max. ca. 200 m). Die im Gebiet E der Rueggersweid aufgeschlossene Sandsteinabfolge misst 131 m, die totale Mächtigkeit der Schuppe dürfte kaum 200 m übersteigen.

5.15. Fossilinhalt

Aus den Aufschlüssen bei Ralligen sind 6 Mergelproben auf Mikrofossilien geschlämmt worden (RaE 1 – RaW 6, Entnahmestellen vgl. 5.12.).

15 Mergelproben sind aus der im Pressernbach bei Tönimoos aufgeschlossenen Abfolge untersucht worden (309–313, 313 A, 328, 329, 432–437, 437 A, genaue Lage vgl. Fig. 20).

4 weitere Proben stammen aus den zwei in 5.12. angeführten Mergelvorkommen auf der linken Bachseite im Sulzigraben bei Koord. 629.040/180.650 (Proben 19, 467) und ca. 80 m bachaufwärts bei Koord. 628.950/180.590 (Proben 20, 468).

2 Schlammproben (526, 527) sind in dem in 5.12. erwähnten Mergelanriss bei Koord. 623.880/176.400 entnommen worden.

Von den insgesamt 27 aus der Ralligen-Formation untersuchten Mergelproben erwies sich einzig RaW 6 als fossilifer (Fig. 18, Aufschluss 2A). In allen übrigen Proben liessen sich Ostrakoden oder Ostrakodenbruchstücke und sehr selten wahrscheinlich allochthone, teilweise eindeutig aufgearbeitete Foraminiferen nachweisen (vgl. 5.17.). Die folgenden 14 Schlammproben enthielten näher bestimmbare Ostrakoden: RaE 1, RaE 2, RaW 5, 309–313, 432, 437, 20, 468, 526, 527. Die gefundene Ostrakoden-Fauna setzt sich wie folgt zusammen:

Cytheridea ventricosa GOERLICH 1953
Eucytheridea reticulata GOERLICH 1953
Schuleridea sp. A SCHERER 1964
Cytheropteron emmeneggeri SCHERER 1964
Cytheropteron erizensis SCHERER 1964
Loxoconcha delemontensis OERTLI 1956
Loxoconcha spp. indet.
Cytheromorpha subalpina SCHERER 1964
Pterygocythereis sp. A OERTLI 1956
 Gen. indet. sp. indet. *Cyprididae* zahlreiche Bruchstücke

Wie in den Ablagerungen der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation finden sich auch in den Sedimenten der Ralligen-Formation Discoasteriden und ähnliche Nannofossil-Formen, die jedoch möglicherweise gesamthhaft, zumindest aber zu einem grossen Teil, aus älteren Schichten aufgearbeitet sind (Proben RaE1 – RaW6).

Die auf Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen hin untersuchten Mergel (RaE2, RaW5, 311) enthielten nicht genauer bestimmbare Arten der Gattungen *Deflandrea*, *Hystrichosphaeridium*, *Baltisphaeridium*. Die vorhandenen Pollen und Sporen sind nicht näher bestimmt worden (vgl. hiezu II. Teil, Kapitel 1).

Die hauptsächlich im Naturhistorischen Museum in Bern aufbewahrten, z. T. sehr schlecht erhaltenen, im letzten Jahrhundert bei Ralligen gefundenen Landpflanzenreste wurden vom Verfasser nicht bearbeitet.

Die an der klassischen Fundstelle bei Ralligen in den Mergeln der Aufschlüsse 1 und 1A und den Sandsteinen bei 2A (Fig. 18) sowie in den Anrissen des Pressernbachs bei Tönimoos (10, Fig. 20) vorkommenden Mollusken und die in verschiedenen Sammlungen (vgl. II. Teil, Kapitel 4) von Ralligen aufbewahrten Steinkerne und Schalenreste sind so schlecht erhalten, dass selbst eine sichere generische Bestimmung nicht möglich ist. Es handelt sich um Pelecypoden, die z. T. zu den *Corbiculidae* und wahrscheinlich zu den *Cardiidae* gehören (vgl. II. Teil, Kapitel 4). Bei den ebenfalls nicht näher bestimmbaren Gastropodenresten handelt es sich möglicherweise um Arten der Familie *Melanopsiidae*.

5.16. Alter

Cytheridea ventricosa und *Eucytheridea reticulata* sind in der bayerischen Molasse auf Ablagerungen beschränkt, die GOERLICH (1953: 123) als zeitlich dem Rupélien äquivalent betrachtet. Namentlich *C. ventricosa* soll in den auch von anderen Autoren chronostratigraphisch ins Rupélien gewiesenen Tonmergelschichten häufig sein. Nachdem allerdings GOERLICH auch die von anderen Autoren (u. a. HAGN & ZEIL 1955: 580) ins Lattorfien eingestuftten Deutenhausener-Schichten altersmässig als Rupélien auffasst, ist für die Ablagerung der Ralligen-Formation auch ein Unteroligozän-Alter nicht sicher auszuschliessen. Da GOERLICH ebenfalls den tieferen Teil der auch schon gesamthhaft ins Chattien (z. B. HAGN & HÖLZL 1952: 12; HAGN & al. 1962: 427) eingestuftten Baustein-Zone zeitlich als Rupélien betrachtet, ist für die Ralligen-Formation auch die Möglichkeit eines Chattien-Alters zu beachten.

Loxoconcha delemontensis ist erstmals durch OERTLI (1956: 68) aus zeitlich als Rupélien aufgefassten Sedimenten des Delsberger Beckens beschrieben worden. Seither ist diese Art auch von mehreren Lokaltäten der subalpinen Unteren Meeresmolasse bekannt geworden. Auf diese Funde sowie auf die nach den bisherigen Kenntnissen weite Verbreitung der in der Ralligen-Formation gefundenen Ostrakoden-Assoziation in der subalpinen Unteren Meeresmolasse wird in 5.18. näher eingegangen.

Die Ablagerungen der Ralligen-Formation sind wahrscheinlich zeitlich dem Rupélien äquivalent.

5.17. Ablagerungsmilieu

Die innerhalb der Ralligen-Formation am weitesten verbreiteten, wenn auch nicht überall gleich gut erhaltenen Organismen bilden die Ostrakoden, die heute in sämtlichen Gewässern vom Süsswassertümpel bis ins offene Meer vorkommen. Obgleich Funde von marinen Ostrakoden aus einigen tausend Metern Tiefe

bekannt sind (von der Galathea-Expedition festgestellte Maximaltiefe 5850 m, MOORE 1958: 211), lebt doch ein grosser Teil der Arten im Seichtwasser- bis Schelfbereich. Im Litoral und seichten Neritikum sind sie am häufigsten (POKORNY 1958, II: 115; OERTLI 1963: 54). Auf Grund von Laborversuchen mit *Hemicythere conradi* HOWE & Mc GUIRT, einer marinen Spezies, kommen KORNICKER & WISE (1960: 397) zum Schluss, dass möglicherweise die Ostrakoden-Häufigkeit mindestens teilweise direkt lichtabhängig sei. Untersuchungen in Südkalifornien und im Golf von Kalifornien haben interessante Beziehungen zwischen der Foraminiferen- und Ostrakoden-Häufigkeit gezeigt. Niedrige Werte des Foraminiferen/Ostrakoden-Verhältnisses sind dort typisch für ein lagunäres Milieu, während bereits am Meeresstrand und im Sublitoral die Zahlen sprunghaft ansteigen (BANDY 1963: 127, Fig. 2).

Ostrakoden sind die häufigsten Mikrofossilien in Brackwassersedimenten (BENSON 1961: Q 57).

Eine Schwierigkeit bei der palaeoökologischen Auswertung der Ostrakoden bildet die Tatsache, dass nach OERTLI (1963: 59) vor der Oligozänzeit keine Spezies vorkommt, die noch heute lebt. Von den in der Ralligen-Formation gefundenen Gattungen sind mit einer einzigen Ausnahme (*Schuleridea*) rezente Arten bekannt. Der Verfasser hat deshalb versucht, von der ihm zugänglichen Literatur möglichst viele Angaben über das ökologische Verhalten dieser noch heute lebende Spezies aufweisenden Gattungen zusammenzustellen.

Cytheridea: MORKHOVEN (1962: 276) gibt als Verbreitungsgebiet der Spezies dieser Gattung brackisch bis epineritisch an. Die ausführlichsten Angaben erwähnt ELOFSON (1941: 264–267, 414 ff.). Die Arbeit enthält eine eingehende Zusammenstellung über die Ökologie von drei vor allem in nördlichen Gewässern verbreiteten Arten. Nach eigenen, insbesondere im Skagerak unternommenen Untersuchungen und auf Grund von Literaturstudien gibt ELOFSON für die zwei borealen (*C. papillosa* BOSQUET, *C. punctillata* BRADY), von den britischen Inseln bis in die Arktis und auch an der nordamerikanischen Küste nachgewiesenen Spezies eine Tiefenverbreitung von 3–140 m bzw. 10–130 m an. *C. punctillata* soll in hocharktischen Gegenden sogar bis in 435 m Tiefe vorkommen. Die dritte Art, *C. angustata* (BAIRD), ist nach ELOFSON eine ausgesprochene Litoralform und soll auch in südlicheren Breiten (Golf von Biscaya, ?Neapel) festgestellt worden sein. Alle 3 Arten sind eurytherm und euryhalin und bevorzugen Sand- bzw. mehr oder weniger schlammgemischte Sandböden. Andere Autoren geben für die 3 genannten Spezies ähnliche Tiefenangaben (KLIE 1936: 50, *C. angustata* bis in 50–100 m; KLIE 1938: 161–162, *C. papillosa* bewohnt Sublitoral und anschliessende grössere Tiefen, *C. punctillata* 10–36 m, *C. angustata* bis 70 m; ROTTGARDT 1952: 185; REMANE 1958: Tab. 112, *C. punctillata*, *C. papillosa*, Funde zwischen ca. 10 m und ca. 20 m). KRUIT (1955: 122, 140–141) hat *C. muelleri* (MÜNSTER) im Rhonedelta zwischen 4 m und 41 m Tiefe gefunden. Besonders häufig soll *C. muelleri* in Tiefen von weniger als 30 m sein.

Eine *Cytheridea*-Spezies kommt bei Ralligen (selten) und im Längenschwandgraben (häufig) vor.

Eucytheridea: Nach MORKHOVEN (1962: 301) seicht marin, litoral bis ca. 130 m Tiefe. In der Ralligen-Formation finden sich selten Individuen einer Art dieser Gattung.

Cytheropteron: Auf Grund eigener Untersuchungen und eingehender Literaturstudien äussert BENSON (1959: 54; 1960: Q 59) die Vermutung, dass diese Gattung möglicherweise ein Indikator für tieferes Wasser sei. MORKHOVEN (1962: 383) erwähnt dagegen, dass Spezies von *Cytheropteron* im Meer praktisch in allen Tiefen gefunden werden. Nach einer Zusammenstellung von ELOFSON (1941: 316–322, 411 ff., eigene Beobachtungen und zahlreiche Literaturangaben berücksichtigt) kommen *Cytheropteron*-Arten innerhalb eines weiten Tiefenbereichs vor [*C. latissimum* (NORMAN): ca. 0–150 m: in arktischen Gegenden 36–130 m, eurytherm und euryhalin; *C. alatum* SARS: Grossbritannien 70–200 m, Skandinavien 40–200 m; Salzgehalt stets über 32‰; *C. pyramidale* BRADY: boreale Fundorte 40–70 m, bei Tromsø 34 m und in der Arktis 1–180 m; *C. testudo* SARS: Im Skagerak 80–270 m, Salzgehalt über 34‰]. ROTTGARDT (1952) hat *C. latissimum* (NORMAN) in der Nord- und Ostsee nur in Tiefen grösser als 15 m gefunden. CURTIS-MALKIN (1954: 139) nennt eine *Cytheropteron*-Spezies in der «Open Gulf Facies» des östlichen Mississippi-Gebiets. KRUIT (1955: 128, 140–141) hat eine nicht näher bestimmbare Art im Rhonedelta meist in Tiefen grösser als 40 m gefunden. Im niederländischen Küstengebiet hat WAGNER (1957: 115–121; 1960: 221–230) im Bereich des Eulitoral (Zone zwischen HW und NW) und des Sublitoral (anschliessende tiefere Zone) mehrere Spezies von *Cytheropteron* gefunden [*C. crassipinatum* BRADY & NORMAN, *C. latissimum* (NORMAN), *C. nodosum* BRADY]. Nach WAGNER handelt es sich vermutlich bei jenen Funden um aus dem seicht-marinen Bereich angeschwemmte Schalen. In der bereits oben zitierten Arbeit hat BENSON (1959: 54–55) 8 von San Diego Arten dieser Gattung zwischen 24 m und 458 m Tiefe nachgewiesen (*C. pacificum* LE ROY, 55–275 m; *C. newportense* CROUCH, 24–412 m; *C. ensenadense* BENSON, 183–458 m).

Cytheropteron-Spezies leben allgemein in marinem Milieu. Die meisten Autoren nennen als Substrat Schlamm-Böden.

Cytheropteron ist in der Ralligen-Formation durch 2 Spezies vertreten. Spezies dieser Gattung konnten nur im Sulzigraben und E Rueggersweid in dem in 5.12. und 5.15. erwähnten Mergelanriss bei Koord. 623.880/176.400 nachgewiesen werden. Bei Ralligen und den in Fig. 20 dargestellten Aufschlüssen im Pressernbach bei Tönimoos fehlen sie.

Loxoconcha: BENSON (1959: 51) weist darauf hin, dass Spezies dieser heute weit verbreiteten und eine grosse Zahl von Arten umfassenden Gattung in sehr verschiedenen Milieus gefunden werden, von der extrem salzhaltigen Lagune über normal marine Gewässer bis ins Brackwasser eines Aestuariums. MORKHOVEN (1962: 386) gibt als Lebensbereich der *Loxoconcha*-Spezies «mesohalin bis litoral» an. CURTIS-MALKIN (1954: 139) hat Arten dieser Gattung im Flachwasser des östlichen Mississippi-Deltas gefunden («Breton Sound Facies»). Nach ELOFSON (1941: 324) dürfte *Loxoconcha impressa* (BAIRD) in 5–10 m Tiefe der allgemeinste Phytalostrakode des Skageraks sein. Auch aus verschiedenen andern Gebieten werden ähnliche Angaben über die Verbreitung von *L. impressa* genannt (siehe unten!). Zahlreiche Autoren erwähnen Vorkommen von *Loxoconcha*-Arten aus der Flachsee. Seltener sind auch Funde aus grösseren und ausnahmsweise sogar abyssalen Tiefen bekannt

geworden [REMANE 1934: 47, Ostsee, *L. gauthieri* KLIE, als echtes Brackwassertier bezeichnet; KLIE 1938: 202–207, Ostsee, Nordsee und weitere Literaturangaben über Verbreitung um Norwegen, Grossbritannien, im Atlantik, Mittelmeer und Schwarzen Meer, 7 Spezies, davon 5 in der Flachsee und 2 auch in grösserer Tiefe vorkommend, *L. impressa*, *L. gauthieri*, *L. helgolandica*, *L. fragilis* SARS, *L. pusilla* BRADY & ROBERTSON bzw. *L. tamarindus* (JONES) und *L. granulata* SARS; ELOFSON 1941: 324–331, Skagerak und Literaturangaben über allgemeine Verbreitung, *L. impressa*, Phytal, *L. elliptica* BRADY (= *L. gauthieri* nach REMANE 1958), Phytal, *L. granulata* 18–80 m, im Skagerak 8–205 m, *L. tamarindus* 50–200 m, im Skagerak 12–250, *L. fragilis*, Phytal 5–18 m, *L. multiflora* (NORMAN) Niederwasserniveau bis ca. 360 m, *L. pusilla* in Tiefen von 1 m, *L. baltica* HIRSCHMANN, Phytal; ROTTGARDT 1952: 225, *L. impressa* aus 40 m SW Helgoland, *L. gauthieri* im Brackwasser; HARTMANN 1954a: 250, Mittelmeer, litoral, *L. tuberosa* HARTMANN, häufig; HARTMANN 1954b: 612, Mittelmeer, Banyuls, Algenzone, *L. impressa* und *L. stellifera* MÜLLER; HARTMANN 1954c: 654, Banyuls, Amphioxus-Sand, *L. impressa*, *L. stellifera*, *L. minima* (MÜLLER), *L. levis* MÜLLER, *L. parallela* MÜLLER; HARTMANN 1954d: 708, Mittelmeer-Etangs, *L. impressa*, *L. minima*, *L. elliptica*; KEY 1953: 163, *L. alata* BRADY var. *longispina* KEY, Snellius-Expedition zwischen Borneo und Mindanao, 364–4483 m! SWAIN 1955: 567, 583, San Antonio Bay, Texas, *L. matagordensis* SWAIN, in ca. 1,65 m im unteren Teil der Bai, Salzgehalt 16,5–21‰, *L. australis* BRADY, im unteren Teil der Bai und in der «Open Gulf Facies» in 18 m; KRUIT 1955: 129, 132–141, Rhonedelta Mittelmeer, *L. elliptica*, mesohalin bis stark salzhaltiges Wasser, bis hinab in 90 m Tiefe, *L. tamarinda*, marin, 5–55 m, *L. impressa*, marin 6–22 m; WAGNER 1957: 110, 114–121, Niederlande, *L. rhomboidea* (FISCHER) (= *L. impressa*) und *L. elliptica* in Salzgehalt ca. 2–16,5‰, z. T. bis 30‰; REMANE 1958: 122, Ostseeförde, *L. gauthieri* häufig, 2,8 bis 5,6‰; BENSON 1959: 51, 1961: Q59, Gezeitentümpel bis ca. 55 m; WAGNER 1960: 224, Fig. 2–7, Niederlande, Ems-Aestuarium, zwischen Hochwasser- und Niedrigwasserlinie vereinzelt aus dem seicht marinen Bereich angeschwemmte Schalen von *L. elliptica* und *L. rhomboidea* (= *L. impressa*) nachgewiesen; HARTMANN 1962: 210, Eulitoral, Chile, *L. fluctushumboldti* HARTMANN, mit Liste der bis dahin bekannten südamerikanischen Spezies, welche fast ausschliesslich Phytalbewohner sind; BENSON & COLEMAN 1963: 11, 37–38, E Golf von Mexiko, *L. sarasotensis* BENSON & COLEMAN, häufig zwischen 9 und 15 m, von 6–18,9 m vorkommend, *L. sp. aff. L. australis* BRADY, 19,8–28,5 m; BENSON & KAESLER 1963: 27, Estero de Tastiota, NE Golf von Kalifornien, *L. lenticulata* in Gezeitenrinnen; BENSON & MADDOCKS 1964: 23–26, Knysna Aestuarium Südafrika, innerhalb Gezeitengrenzen, *L. parameridionalis* BENSON & MADDOCKS, sehr häufig bis 38 % der Fauna, *L. megapora* BENSON & MADDOCKS, selten.]

Die Gattung *Loxoconcha* ist in der Ralligen-Formation durch mindestens 3 Arten vertreten. Auch individuenmässig überwiegen die *Loxoconcha*-Spezies alle andern gefundenen Ostrakoden.

Manche der in der Ralligen-Formation gefundenen Exemplare zeigen deutliche Knotenbildung, ein Phänomen, das bei vielen Brackwasser-Ostrakoden zu beobachten ist. OERTLI (1963: 58) betont jedoch, dass Höcker- und Wulstbildung keine sicheren Milieuindizien sind, da in einigen Fällen auch ein Häufigerwerden der höckerigen Formen mit zunehmendem Salzgehalt zu beobachten ist.

Cytheromorpha: Nach MORKHOVEN (1962: 397) leben die Arten dieser Gattung im mesohalinen bis litoralen Bereich. REMANE (1934: 47) zählt den Genotyp von *Cytheromorpha* zu den echten Brackwasserorganismen. *C. fuscata* (BRADY) kommt nicht in reinem Meerwasser (> 30‰) vor und meidet wahrscheinlich ebenfalls Wasser mit einem Salzgehalt von 18–30‰. Eine Unterart kann sogar bis ins Süsswasser vordringen und ist aus dem Mälarsee beschrieben (KLIE 1938: 172; ELOFSON 1941: 276, bathymetrische Verbreitung in der Ostsee 0 m bis 25–30 m, die Spezies soll in der Schelde-, Maas- und Themsemündung vorkommen, ferner in Aestuarien in Norfolk und Suffolk, im Kaspischen Meer und bei Mansfeld in Deutschland). In andern Arbeiten finden sich ähnliche Angaben über das oekologische Verhalten von *C. fuscata* (ROTTGARDT 1952: 184 ff., 228; KRUIT 1955: 124, 133–141, z. T. häufig in brackischen Küstenseen des Rhonedeltas, vor der Rhonemündung im Mittelmeer in 50 m Tiefe; REMANE 1958: 122, Tab. 112, häufig in Ostseeförde; WAGNER 1957: 115, 121, Niederlande, Funde von leeren Schalen am Strand, die aus einem benachbarten Brackwassergebiet umgelagert sein sollen; WAGNER 1960: 223, Fig. 2–7, Ems-Aestuarium, keine Lebendfunde, die leeren Schalen sollen zu einer umgelagerten Brackwasserfauna gehören). HARTMANN (1954a: 250) hat eine weitere Spezies im Litoral der Roussillon-Küste gefunden (*C. elongata* HARTMANN). Nach SWAIN (1955: 567, 574, 630) ist die Art *C. pascagoulaensis* MINCHER (die identisch sein soll mit *C. curta* EDWARDS aus dem oberen Miozän Nordamerikas) im oberen Teil der San Antonio Bay (Texas) häufig. Die Wassertiefe beträgt dort durchschnittlich 90 cm und der Salzgehalt schwankt zwischen 1–16‰. Eine weitere Spezies von *Cytheromorpha* (*Cytheromorpha sp.*) kommt im unteren Teil der Bai vor (Durchschnittstiefe 1,65 m, Salzgehalt bis 21‰).

Cytheromorpha ist in der Ralligen-Formation durch *C. subalpina* vertreten. Sie ist stellenweise sehr häufig.

Pterygocythereis: Die Arten dieser Gattung leben im Meer und kommen nach MORKHOVEN (1962: 215) meist in verhältnismässig flachem Wasser vor (10–150 m). KRUIT [1955: 126, *P. jonesi* (BAIRD)] hat *Pterygocythereis* im Mittelmeer vor dem Rhonedelta in Tiefen von 8–45 m gefunden. Die Art bevorzugt dort vor allem schlammige Böden und ist stellenweise häufig (bis 45 % der Fauna). BENSON (1959: 60) hat eine andere Art im flachen Schelf der Todos Santos Bay S von San Diego nachgewiesen. Die bathymetrische Verbreitung dieser Spezies liegt dort zwischen ca. 9 m und 55 m. HARTMANN (1962: 261) erwähnt eine neue Art aus dem Eulitoral der chilenischen Pazifikküste.

Bei Ralligen liessen sich Bruchstücke und ein schlecht erhaltenes, nicht näher bestimmtes Exemplar einer zu *Pterygocythereis* gehörenden Spezies finden.

Bruchstücke limnischer Ostrakoden sind in der Ralligen-Formation häufig.

Auf Grund der organischen Überreste und unter Berücksichtigung der lithologischen Eigenschaften der Ralligen-Formation lassen sich die einzelnen Milieufaktoren wie folgt charakterisieren:

Salinität: Das starke Zurücktreten bis fast völlige Fehlen von Foraminiferen im Gegensatz zur Häufigkeit der Ostrakoden dürfte ein Hinweis sein, dass es sich um eine ufernahe Ablagerung von nicht mehr vollmarinem Charakter handelt. Die wenigen Globigerinen sind vermutlich entweder aus älteren Sedimenten

aufgearbeitet (ein Hinweis in dieser Richtung ist der Fund von *Globotruncana* sp. in den Aufschlüssen im Tönimoos), oder zur Zeit der Ablagerung durch Strömungen eingeschwemmt worden.

Die Individuenhäufigkeit einzelner Spezies und die verhältnismässig geringe Artenzahl deutet ebenfalls auf ein Brackwasser-Milieu hin. Nach KЕIJ (1957: 25) besitzen auch die Oligozän-Ablagerungen Belgiens, in denen Ostrakoden häufig sind, stets einen mehr oder weniger ausgeprägt brackischen Charakter. Das Vorkommen von zahlreichen Schalenresten limnischer Ostrakoden, zusammen mit der Individuen-Häufigkeit einer *Cytheromorpha*-Art in der Ralligen-Formation, weist auf einen relativ niedrigen Salzgehalt hin (vgl. OERTLI 1963: 57). Auch die in unserem Material durch mindestens 3 Arten (wovon eine sehr individuenreich) vertretene Gattung *Loxoconcha* besitzt rezent neben marinen Spezies manche im Brackwasser lebende Arten.

Eine bei Ralligen gefundene Corbiculiden-Art gehört möglicherweise zur Gattung *Polymesoda*. Nach neueren oekologischen Untersuchungen (Zit. nach RUTSCH 1962: 14) ist die rezente Spezies *Polymesoda caroliniana* «auf Flussläufe im Ebbe/Flut-Bereich beschränkt. Sowohl Süsswasser wie auch normales Meerwasser wirken als Verbreitungsschranken, wenn auch vorübergehend eine völlige Aussüssung oder ein normaler Salzgehalt überdauert werden können. Eine ständige Besiedelung scheint jedoch nur bei einem Salzgehalt möglich zu sein, der zwischen Süsswasser und einer Salinität von 15–20‰ liegt.» Das Vorkommen von Corbiculiden weist ebenfalls auf Brackwasserverhältnisse hin. Leider erwiesen sich die Bestimmungen MAYER-EYMARS der verschiedenen Arten der Gattung *Melanopsis* als sehr fraglich. Falls wirklich *Melanopsis* vorliegt, lässt dies auf lakustre oder fluviatile Verhältnisse schliessen.

Tiefe: Die Häufigkeit der Ostrakoden und die fast in jeder Probe gefundenen und z.T. sehr zahlreichen Individuen einer *Cytheromorpha*-Spezies lassen eine Seichtwasserablagerung vermuten. Diese Annahme wird noch gestützt durch die überall in der Ralligen-Formation vorkommenden Bruchstücke von limnischen Ostrakoden, das Fehlen der in der Gersterngraben-Formation verbreiteten sedimentogenen Strukturen (Kolkmarken, Schleifspuren und mit Ausnahme der wenig ausgeprägten Vorkommen an der Basis der Sandsteinabfolge E Rueggersweid auch Belastungsmarken) und die Landpflanzenfunde bei Ralligen.

Sauerstoffverhältnisse: Ostrakoden finden sich kaum in euxinischem Milieu (BENSON 1961: Q 62).

Sedimentationsverhältnisse: Es lassen sich keine Anzeichen von «turbidity currents» nachweisen («graded bedding» und «sole markings» fehlen). Die z.T. etwas sandhaltigen Mergel dürften aus einem in nicht allzu grosser Entfernung vom Ufer gebildeten Schlick entstanden sein. Anzeichen von stärkeren Strömungen sind nicht beobachtet worden. Nach einer Zusammenstellung von ROTTGARDT (1952: 192–193) muss die vorherrschende Strömungsgeschwindigkeit kleiner als 5 cm/sec sein, damit noch Feinsand (0,1–0,25 mm) und Material noch geringeren Durchmessers zum Absatz gelangen kann. Bei einer Geschwindigkeit von 25 bzw. 30 cm/sec beginnen bereits Körner von 0,5 mm Durchmesser zu rollen. Es ist deshalb anzunehmen, dass im unteren Teil der Ralligen-Formation keine stärkeren Strömungen vorhanden waren. Diese Vermutung steht im Einklang mit den Beobachtungen von KORNICKER (1958: 227) im Bimini-Gebiet bei der Grossen Bahama-Bank, wonach Ostrakoden bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten fehlen oder jedenfalls sehr selten sind. Der obere Teil der Ralligen-Formation, der aus massigen, vereinzelt Gerölle (Pressernbach, 5.12.) führenden Sandsteinen besteht, entspricht vermutlich einer strandnahen Ablagerung, in der sich bereits fluviatile Einflüsse bemerkbar machen.

5.18. Fazies

Nach RUTSCH (1961: 14–15) ist die Fazies der Unteren Meeresmolasse vor allem durch fluviatile Einflüsse, Brackwasserbedingungen und Sedimentation im Seichtwasserbereich charakterisiert. Im Gegensatz zu den Schichten der Horrenbach- und der Gersterngraben-Formation entspricht das namentlich durch Brackwasserverhältnisse und wahrscheinlich geringe Wassertiefe gekennzeichnete Ablagerungsmilieu der Ralligen-Formation sehr gut der von RUTSCH veröffentlichten Definition der Fazies der Unteren Meeresmolasse.

5.19. Fortsetzung der Ablagerungen nach SW und NE

Rund 40 km W von Ralligen sind durch EMMENEGGER (1962: 108–119) N der Berra bei Gross Schwand und ca. 8 km weiter SW bei La Holena in der Nähe von La Roche ostrakodenführende Mergel beschrieben worden. Mit Ausnahme von *Eucytheridea reticulata* GOERLICH treten sämtliche in der Ralligen-Formation gefundenen Ostrakoden-Spezies auch in den von EMMENEGGER ins Rupélien eingestuften Couches de Vaulruz–La Holena auf (vgl. SCHERER 1964). Die begleitenden Sandsteine führen z. T. ebenfalls kleine Molusken. Nach EMMENEGGER (1962: 118) ist die Mächtigkeit der Marnes de Vaulruz–La Holena nicht grösser als 100 m, während die Sandsteine durchschnittlich 40–60 m erreichen, welche Angaben wiederum gut mit den für die Ralligen-Formation ermittelten Zahlen übereinstimmen. Die Couches de Vaulruz–La Holena dürfen als Fortsetzung der Ralligen-Formation aufgefasst werden.

7,4 km NE der Mergelvorkommen im Sulzigraben (vgl. Taf. V) liegen unmittelbar oberhalb der von HAUS (1937 b: 30) beschriebenen Molasseabfolge im Schutzbach bisher auf Grund lithologischer Kriterien in den Obereozän-Flysch gewiesene ausgedehnte Mergelaufschlüsse. Zwei vom Verfasser auf einer Vergleichsbegehung bei Koord. 635.525/183.950 und 635.525/183.900 entnommene Schlammproben lieferten die folgende Ostrakodenfauna:

Cytheropteron emmeneggeri SCHERER
C. erizensis SCHERER
Loxoconcha delemontensis OERTLI
Cytheromorpha subalpina SCHERER
sowie zahlreiche Bruchstücke limnischer Ostrakoden.

Es handelt sich offensichtlich um die NE-Fortsetzung der Ralligen-Formation. Eine 100 m und eine 200 m bachaufwärts entnommene Probe waren fossilieer. Die Grenze zum Oligozän- oder Obereozän-Flysch ist vorläufig nicht bekannt.

Weiter im NE liegt das gegenwärtig von U. GASSER neu untersuchte Gebiet NE der Waldemme. U. GASSER konnte dort in zahlreichen Proben der Hilferschichten (Fundpunkte siehe Diss. GASSER) Ostrakoden nachweisen, die alle zu der in der Ralligen-Formation gefundenen Assoziation gehören. Ausserdem liess sich dieselbe Ostrakoden-Fauna auch in den als gleichaltrig betrachteten Mergel-Ablagerungen an der Basis der NW gelegenen Beichlenschuppe finden (Lokalitäten siehe Diss. GASSER). Die Grisigermergel an der Basis der Beichlenschuppe und die Hilferschichten im Gebiet E des Steinibachs können mit der Ralligen-Formation korreliert werden. Nach U. GASSER (Einzelheiten siehe Diss. GASSER) beträgt die Mächtigkeit der Hilferschichten dort ebenfalls nicht mehr als 200 m. Die SW des Steinibachs gelegenen Hilferschichten gehören dagegen wahrscheinlich zur Horrenbach- und Gersterngraben-Formation (Spierbergabfolge; vgl. 4.29.).

Aus den zur Unteren Meeresmolasse gezählten Schichten der Tongrube Grisigen bei Horw sind bisher *Cytheridea ventricosa* GOERLICH, *Eucytheridea reticulata* GOERLICH, *Cytheridea* sp., *Loxoconcha* sp. sowie zwei nicht näher bestimmte limnische Arten bekannt geworden (OERTLI 1956: 14).

In einer in den 70 km weiter NE gelegenen Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse im Steintal im Toggenburg entnommenen Mergelprobe konnten neben Bruchstücken von limnischen Ostrakoden *Schuleridea* sp. A, *Cytheropteron emmeneggeri*, *C. erizensis*, *Loxoconcha delemontensis* und *Cytheromorpha subalpina* nachgewiesen werden (Fundstelle vgl. SCHERER 1964: 12).

Ablagerungen, die in bezug auf ihren Mikrofossilinhalt gut mit den Sedimenten der Ralligen-Formation übereinstimmen, lassen sich somit längs des Alpenrandes über mehr als 200 km vom Kanton Freiburg bis in die Ostschweiz nachweisen. Dennoch zeigen diese Ablagerungen zumindest stellenweise nur eine verhältnismässig geringmächtige Ausbildung, und ihre normalstratigraphische Schichtreihe erreicht vielleicht überhaupt nirgends mehr als höchstens einige hundert Meter. Angaben über bedeutendere Mächtigkeiten in der Literatur sind zu überprüfen. Es fragt sich, ob eventuell tektonische Verschuppungen oder Verfaltungen vorliegen oder ob nicht solche Einheiten wie die Gersterngraben-Formation oder Horrenbach-Formation mitbezogen wurden.

Das häufige Auftreten von *Loxoconcha delemontensis* OERTLI, einer erstmals aus dem Delsberger Becken beschriebenen Ostrakoden-Spezies, darf nicht als Hinweis für das Bestehen einer Verbindung zwischen dem Sedimentationsraum der heute als subalpine Untere Meeresmolasse bezeichneten Ablagerungen und gleichaltrigen Sedimenten des südlichen Rheintalgrabens betrachtet werden. *L. delemontensis* kann aus dem Gebiet der heutigen subalpinen Unteren Meeresmolasse in das verhältnismässig nahe liegende Delsberger Becken verschleppt worden sein (z. B. Verschleppung von Eiern durch Vögel usw.).

5.2. Nagelfluhzone Gunten–Eriz

5.21. Historisches

Pfarrer KUHN (1808: 119) erwähnt bereits die gut verfestigten Nagelfluhaufschlüsse zwischen Gunten und dem Stampbach, wobei ihm auffällt, dass andernorts das Bindemittel wesentlich lockerer ist. Er stellt fest, dass sowohl Kalke als auch Granite vorkommen und die Gerölle oft eine beträchtliche Grösse erreichen.

STUDER (1825: 38) beschreibt erstmals die Aufschlüsse bei Ralligen und erwähnt, dass die Nagelfluhschichten dort horizontal liegen, dass jedoch gegen Thun und Sigriswil zu ein Südfallen zu beobachten ist. STUDER (1825: 117–125) glaubt, dass in der Nagelfluh neben alpinen Komponenten wahrscheinlich auch Gerölle aus dem Schwarzwald auftreten. Nach der Geologischen Karte der Westlichen Schweizer Alpen (1:200 000, STUDER 1834b) reichen die Nagelfluhablagerungen bis nahe an die Randkette, und nur ein schmaler Streifen von Gurnigelsandstein zieht sich längs des Sigriswilgrates hin. STUDER (1839: 382) weist auf Kristallingerölle in der Nagelfluh hin, die den Alpen fremd sind.

Nach RÜTIMEYER, der sich ebenfalls mit der Geologie des Gebiets zwischen dem Thunersee und dem Eriz befasst (1848, 1850), lösen sich Mergel-Sandstein-Abfolgen und Nagelfluhsedimente im Streichen gegenseitig ab (1850: Geologische Karte ca. 1:65 000). RÜTIMEYER (1850: 10) sowie STUDER (1853, 2: 376; 1862: 292) und FAVRE (1872: 377) weisen auf die horizontale Lage der Nagelfluhschichten bei Ralligen hin. Auch STUDER (1872a: 190) bestätigt diese Beobachtung, erwähnt aber in der gleichen Arbeit (1872a: 191), dass die Gerölle bei Ralligen «in allen Richtungen, bis vertical» liegen. STUDER möchte auf Grund der schlechten Rundung und Grösse der Nagelfluhkomponenten keinen weit entfernt liegenden Ursprungsort annehmen, empfindet jedoch als störend, dass sich unter den Geröllen «kaum eine der in ihrer Nähe, oder in den Alpen überhaupt anstehenden charakteristischen Steinarten» finden lassen (1872a: 191).

KAUFMANN (1886: 500) erwähnt, dass am W-Hang der Schörizegg (Landeskarte, W Gipfel P.1511.8) «grob geschichtete», wenig Kristallin enthaltende Nagelfluh auftritt. Im ungefähren Streichen derselben soll im Sulzigraben ein weiterer kleiner Aufschluss zu beobachten sein. Dagegen stehen nach KAUFMANN im bewaldeten, als Erizbann bezeichneten, gegen das Eriz abfallenden Hang gelbe Mergel in bedeutender Mächtigkeit an. Seiner Meinung nach gehören die Nagelfluhablagerungen der Zone Sigriswil–Eriz altersmässig ins Untermiozän (1886: 564). Im Gebiet W Zettenalp, bei Mäscher, Dünzenegg und der Sausenegg sind nach KAUFMANN im Gegensatz zu RÜTIMEYERS Karte (1850, vgl. auch Text: 9) keine Nagelfluhvorkommen vorhanden (BALTZER, MOESCH & KAUFMANN 1887, Geologische Karte, 1:100 000, Blatt XIII).

Auf Grund von Nagelfluhuntersuchungen namentlich in der Zentral- und Ostschweiz, unterstützt durch Literaturstudien und eine Anzahl ihm zur Verfügung gestellter Gerölle aus der Nagelfluh von Gunten und Sigriswil, deutet FRÜH (1888: 96–99) die Nagelfluhablagerungen des rechten Thunerseeufers als Schutt ehemaliger alpiner Flüsse. Er vermutet, dass sich unter den Nagelfluhkomponenten eozäner Hohgantsandstein findet.

FREY (1892) untersucht die exotischen Kristallingerölle der in der Guntenschlucht anstehenden Nagelfluhsedimente und unterscheidet mehrere Granite, Quarzporphyre, einige basische sowie vereinzelte metamorphe Gesteinsarten. Auf Grund eines Vergleichs mit skandinavischem und englischem Kristallin, mit Geröllen aus den Vogesen und dem Schwarzwald, den Ost- und Südalpen sowie der Nagelfluh des Napfs und

der Ostschweiz kommt er zum Schluss, dass die Guntener Nagelfluh eine ganz lokale Bildung ist, die kaum Ähnlichkeiten mit andern Ablagerungen zeigt. FREY (1892: 20) fragt sich deshalb, ob die von STUDER (1853, 2: 387; 1862: 289) geäußerte Idee eines alten versunkenen Kristallin-Randgebirges nicht der Wirklichkeit am nächsten kommt.

Nach BECK (1911a: 500) bestehen die von diesem Autor ins Miozän gewiesenen Nagelfluhablagerungen auf der rechten Thunerseeseite in Seenähe fast ausschliesslich aus bunten Konglomeraten, deren Grösse und Form auf nicht allzu weiten Transport schliessen lassen. Da nach NE zu immer häufiger Sandsteineinlagerungen auftreten, glaubt BECK, dass die Nagelfluhsedimente zu einem alten Delta gehören, dessen Ursprung über der heutigen Thunerseedepression gelegen hat. BECK (1911b; 1911c: 53–54) gibt eine kurze makroskopische Beschreibung der wichtigsten Geröllarten der Nagelfluhablagerungen zwischen Gunten und Eriz. Während nach BECKs Auffassung die Nagelfluh bei Sigriswil fast ausschliesslich aus Kristallin besteht, nimmt die Zahl der sedimentären Komponenten nach dem Eriz hin zu «bis sie etwa $\frac{1}{3}$ der Gesamtzahl ausmachen». Im Gegensatz zu KAUFMANN (1886: 500; BALTZER, MOESCH & KAUFMANN 1887, Geologische Karte, 1:100000, Blatt XIII), der im Sulzigraben Nagelfluh erwähnt und im Erizbann eine mächtige Abfolge von Mergeln angibt, sind auf der Karte von BECK (1911d, 1:50000) im ersten Fall nur miozäne Mergel («Ralligschichten» i. w. S.) und im zweiten nebst limnischen Mergeln ausgedehnte Nagelfluhvorkommen ausgeschieden.

Landschneckenfunde im Bresserengraben (Landeskarte Pressern-Bach, ohne genaue Fundortsangabe) veranlassen BECK (1923: XX), für die dort anstehenden Sedimente die Bezeichnung Bresserenschichten einzuführen und sie von den ebenfalls neu benannten Ablagerungen im Liegenden (Hünibachnagelfluh) und Hangenden (Guntner-nagelfluh) abzutrennen. Die von BAUMBERGER (in BECK 1923: XXI) bestimmten Schnecken weisen nach Auffassung dieses Autors auf «sicher Oligocaen, oberes Stampien oder Unteraquitän». BECK (1923: XXI) stuft die Hünibachnagelfluh und die Bresserenschichten ins Oberstampien, die Guntner-nagelfluh mit Fragezeichen ins Unteraquitän ein. Wahrscheinlich auf die Arbeiten von CADISCH (1923: 226; 1927: 105–119) abstellend, hält BECK (1934b: 578) fest, dass die mesozoischen und kristallinen Gerölle den ostalpinen Gesteinen, besonders der Julier- und Albulazone, nahestehen. Nach BECK ist der «Geröllbestand gleichmässig von Ralligen bis zur Falkenfluh».

Wie die früheren Autoren betrachtet HAUS (1937a: 511) die Nagelfluhschichten bei Ralligen als horizontal liegend. Den auf der geologischen Karte von BECK (1911d) erkennbaren bogenförmigen Verlauf der E-Grenze der Nagelfluhablagerungen deutet HAUS (1937a: 511; 1937b: Taf. III Fig. 2) als mächtige Erosionswanne. RENZ (1937: 178) nimmt derartige Erosionserscheinungen nur für die unmittelbare Umgebung von Ralligen an. Im NE anschliessenden Gebiet der Honegg gliedert HAUS (1937b) die Nagelfluhzone in die liegende Honegg-nagelfluh und die hangenden Honeggmergel, welche er mit den Bresserenschichten BECKs korreliert. Auf die gegenüber der Karte von BECK (1911d) abweichende Auffassung über die stratigraphisch-tektonische Stellung der Mergelaufschlüsse im unteren Sulzigraben ist bereits in 5.11. hingewiesen worden. BECK (1946: Taf. XI) übernimmt später im wesentlichen die Ansicht von HAUS (1937b), betrachtet jedoch im Gegensatz zu seiner früheren Meinung (Guntner-nagelfluh = Unteraquitän?) die gesamten sich von Ralligen bis über Thun hinaus erstreckenden Ablagerungen altersmässig als Chattien.

5.22. Verbreitung der Nagelfluhablagerungen

Innerhalb des untersuchten Gebiets lassen sich zwei verschiedene Typen von Nagelfluhsedimenten unterscheiden. Von Rotmoos bis ins Eriz finden sich Ablagerungen, die gekennzeichnet sind durch einen mehrfachen Wechsel von 1–ca. 20 m mächtigen Nagelfluhrippen mit entsprechend dicken Sandsteinbänken und bis zu 40 m messenden Mergelschichten. Derartige Abfolgen lassen sich in zahlreichen Aufschlüssen beobachten. Gute Profile sind namentlich im Erizbann (beginnend bei Koord. 628.060/181.470) und im Graben des Pressernbachs (vom Fahrsträsschen Koord. 623.800/178.650 an) aufgeschlossen.

Im Gegensatz dazu fehlen den in der Guntenschlucht und in deren Fortsetzung E unterhalb Tschingel sowie längs des Thunersees von Gunten bis Ralligen und im Stampbach in hohen Felswänden anstehenden massigen Nagelfluhablagerungen selbst geringmächtige Mergel- und Sandsteineinlagerungen nahezu vollständig.

Bereits BECK (1911 b, 1911 c: 54; 1923: XX) sind diese verschiedenen Sedimentationstypen aufgefallen. Ausgehend von Fossilfunden im Graben des Pressernbachs (ohne genaue Fundortsangabe, vgl. hiezu 5.25.) hat BECK (1923: XX–XXIV) versucht, die ausgedehnten, sich von Ralligen bis über Thun hinaus erstreckenden Nagelfluhmassen zu gliedern. Innerhalb des vom Verfasser neu bearbeiteten Gebiets hat BECK die im Pressernbach aufgeschlossenen und als Bresserenschichten bezeichneten Ablagerungen und die nach Auffassung dieses Autors jüngere, hangende Guntnernagelfluh¹⁾ ausgeschieden. Leider hat BECK es unterlassen, diese von ihm neu geschaffenen Einheiten lithologisch zu charakterisieren und gegenseitig genauer abzugrenzen. Zudem ist es keineswegs sicher, ob die gesamte, altersmässig nicht datierte Guntnernagelfluh jünger ist als die Bresserenschichten. So lässt sich z. B. ein mindestens teilweiser lateraler Übergang der massigen Nagelfluhablagerungen von Gunten in die aus einem Wechsel von Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluh bestehenden Sedimente zwischen Rotmoos und dem Eriz nicht ausschliessen.

Nach Auffassung des Verfassers sollten vorgängig eines neuen Gliederungsversuchs die Abgrenzungsmöglichkeiten der einzelnen Konglomeratzonen durch eine Detailkartierung der gesamten, sich bis über Thun hinaus erstreckenden Nagelfluhmassen, verbunden mit sedimentologischen und palaeontologischen (Säugerzähne in den Mergeln!) Untersuchungen abgeklärt werden. In der vorliegenden Arbeit sind deshalb die nach W nicht abgegrenzten Nagelfluhablagerungen des untersuchten Gebiets vorläufig unter der informalen Bezeichnung Nagelfluhzone Gunten–Eriz zusammengefasst.

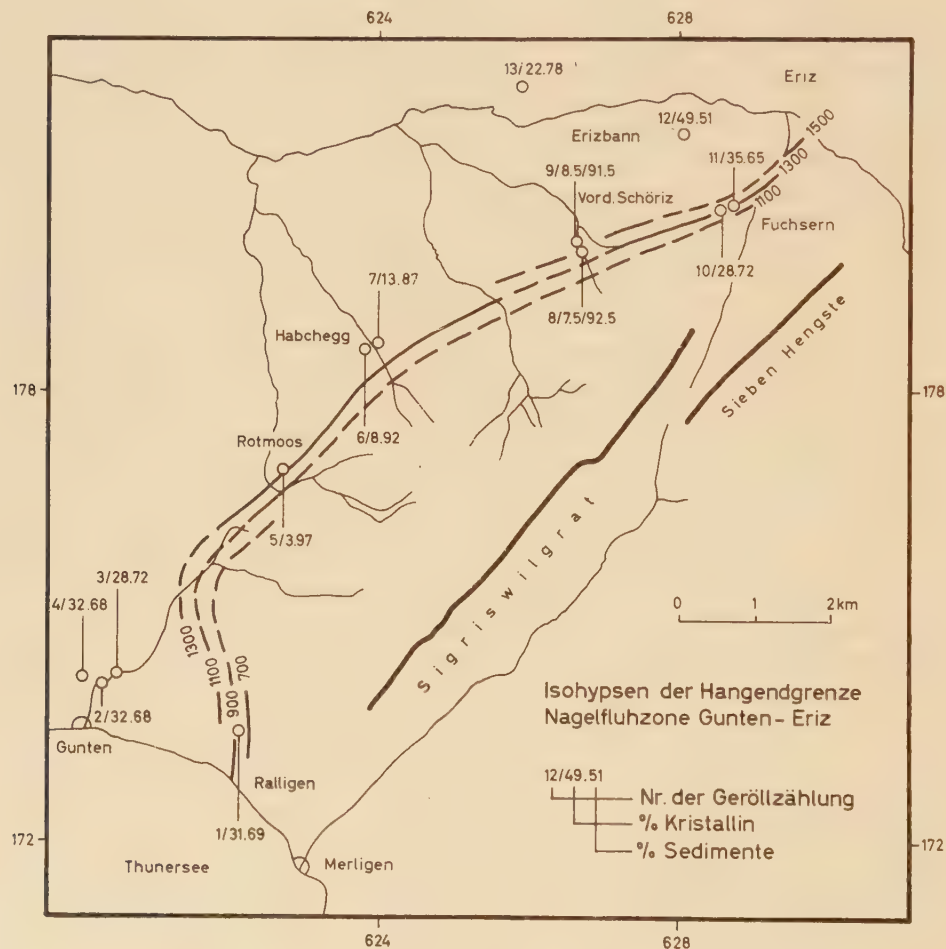


Fig. 22. Isohypsen der Hangendgrenze Nagelfluhzone Gunten–Eriz.

¹⁾ Schreibweise nach BECK (1923: XXI).

Aus Tafel V ist die Grenze zwischen den Ablagerungen der Nagelfluhzone Gunten-Eriz und den anschliessenden mitteloligozänen Mergel-Sandstein-Abfolgen (Ralligen-Formation, Gersterngraben-Formation) ersichtlich. In Fig. 22 sind die Isohypsen der Hangendgrenze der Sedimente der Nagelfluhzone Gunten-Eriz dargestellt. HAUS (1937a: 511–513; 1937b: Taf. III Fig. 2) glaubt, dass der auffällige bogenförmige Verlauf dieser Grenze durch eine gewaltige, in die Nagelfluhablagerungen eingetiefte Erosionswanne bedingt sei. Die massigen Nagelfluhablagerungen von Gunten lassen sich jedoch kaum über Tschingel hinaus verfolgen. Die durch einen mehrfachen Wechsel von Mergel, Sandstein und Nagelfluh gekennzeichnete zweite Sedimentationsart ist erstmals N Rotmoos typisch aufgeschlossen. Eigenartigerweise liegt nun die von NNW-Richtung nach NE wechselnde Umbiegung der E-Grenze der Nagelfluhzone Gunten-Eriz (vgl. Fig. 22) ungefähr in der Mitte zwischen dem nördlichsten Vorkommen des Nagelfluh-Sedimentationstypus von Gunten und den südlichsten Aufschlüssen der Nagelfluh-Wechselfolge von Rotmoos-Eriz. Hinzu kommt noch der bereits in 5.14. erwähnte Umstand, dass das von vielen Autoren beschriebene Bild der horizontal-liegenden Nagelfluhschichten von Ralligen mit diskordant daran angepressten, ziemlich steilstehenden Mergeln der Unteren Meeresmolasse keineswegs so klar zu beobachten ist, wie man auf Grund der Literatur glauben könnte. Interessant ist auch der Hinweis BECKS (1911b, 1911c: 54), dass die Nagelfluhablagerungen bei Sigriswil einen sehr hohen Kristallinegehalt besitzen, der nach dem Eriz zu allmählich auf $\frac{1}{3}$ des Geröllbestandes abnehmen soll.

Diese drei Feststellungen liessen den Versuch lohnenswert erscheinen, mittels Geröllzählungen abzuklären, ob die Zusammensetzung der Nagelfluhablagerungen lateral oder vertikal auffallende Änderungen zeigt. In der Folge sind in der Nagelfluhzone Gunten-Eriz 13 Geröllzählungen durchgeführt worden, deren genaue Lage und Ergebnisse aus Tabelle 4 ersichtlich sind. Vorgängig der Besprechung der quantitativen Resultate sollen jedoch die in den Geröllzählungen angetroffenen Nagelfluhkomponenten kurz beschrieben werden.

5.23. Der Geröllbestand

5.231. Kristallin ¹⁾

5.231.1. Tiefengesteine

Besonders auffällig sind die roten und grünen Granite, Granodiorite und Quarzdiorite. Im Dünnschliff lassen sich Gerölle mit einem Vorherrschen von kaum zersetztem Mikroklin von solchen mit ungegitterten Kalifeldspäten unterscheiden. Eine dritte Gruppe ist gekennzeichnet durch das häufige Auftreten von Schachbrett-Albit.

Besonders erwähnenswert ist das Vorkommen von Stilpnomelan in verschiedenen Geröllen, da Funde dieses Minerals, nach heutiger Ansicht ein Produkt der alpinen Metamorphose, in Komponenten der mittel- oder oberoligozänen Nagelfluh besagen, dass die Stilpnomelanbildung vor dem Mittel- oder Oberoligozän erfolgt sein muss. Stilpnomelan konnte ausser in Graniten auch in einem Granodiorit und einem Chlorit-Biotit-Gneis festgestellt werden.

Grüne Mikroklin-Granite (G389, G391, G413, G417)

Im Dünnschliff sind deutlich gegitterter Mikroklin, Albit, undulös auslöschender Quarz, Serizit, Epidot, Klinoisit und wenig zu Chlorit umgewandelter Biotit zu erkennen. Akzessorisch kommen Zirkon, Apatit, Karbonat und Erz vor. Der Plagioklas ist in G391 verhältnismässig frisch, in den andern Schriffen (G389, G413, G417) dagegen meist stark serizitisiert. Struktur: Holokristallin, grob- bis mittelkörnig.

Rot-grün gefleckte Biotit-Granite (G374, G383, E333, E335)

Die in den Proben aus der Guntenschlucht enthaltenen Exemplare zeigen eine grobkörnige Struktur, während sich die im Erizbann gefundenen Gerölle durch Feinkörnigkeit auszeichnen.

Im Dünnschliff der grobkörnigen Typen (G374, G383) sind nicht gegitterte Kalifeldspäte häufig; der Plagioklas ist z. T. frisch und zonar, meist jedoch vollständig serizitisiert; Biotit ist teils frisch, teils chloritisiert. Akzessorisch finden sich Apatit und Erz.

¹⁾ Herrn Prof. A. STRECKEISEN, der die Freundlichkeit hatte, sämtliche Kristallinschliffe auf Ähnlichkeit mit dem Ostalpin hin zu überprüfen und den Verfasser auf den Stilpnomelan aufmerksam machte, sei an dieser Stelle nochmals herzlich gedankt.

Eines der feinkörnigen Gesteine lässt im Dünnschliff eine feinkörnige Masse von Feldspäten und ineinander verzahnten, undulös auslöschenden Quarzen erkennen. Darin eingebettet liegen einzelne grössere Körner von Quarz, Kalifeldspat und Albit (serizitisiert). Ausserdem finden sich Stilpnomelan, zu Chlorit umgewandelter Biotit, Serizit, Epidot, Klinozoisit und auf Adern Karbonat. Akzessorisch treten Zirkon, Apatit und Erz (in Form von Hämatitplättchen) auf (E333). Ein anderer Schliff (E335) zeigt eine hauptsächlich aus serizitisierten Feldspäten bestehende feine Grundmasse und einzelne grössere Quarz- und Feldspatkörner. Andere Schliffpartien bestehen aus grösseren, ineinander verzahnten Quarzen und Feldspäten.

Rotbraun gefleckter Granit (G422)

Das mittelkörnige kataklastische Gestein enthält Kalifeldspat, Schachbrett-Albit, Quarz, wenig chloritisierten Biotit, Serizit, Epidot und als Akzessorien Zirkon, Apatit und Erz.

Hellroter Granit (V358)

Selten konnten bei Vorderschöriz dem Habkerngranit sehr ähnliche Gerölle gefunden werden. Den Nagelfluhkomponten fehlt jedoch der dem Habkerngranit eigene, öliggelb glänzende Quarz.

Rot-grün gefleckter Granodiorit (G412)

Im Dünnschliff des grobkörnigen Gesteins sind ein vorwiegend stark zersetzter Plagioklas, teilweise Schachbrett-Albit, undulös auslöschende und ineinander verzahnte Quarze, Biotit, Serizit und typischer Stilpnomelan zu erkennen. Vereinzelt findet sich Orthit.

Grüne Quarzdiorite (G392, G421)

Der Dünnschliff (G392) zeigt einen stark zersetzten Plagioklas, nur untergeordnet Quarz, grüne Hornblende und zu Klinozoisit umgewandelten Pyroxen, chloritisierten Biotit und akzessorisch Zirkon, Apatit und Erz. Bei einem weiteren, vorwiegend aus einem stark zersetzten Plagioklas bestehenden und keinen Kalifeldspat führenden Gestein (G421) dürfte es sich ebenfalls um einen Quarzdiorit handeln.

Albitit (G400)

Das im Handstück annähernd dichte rötlich-grüne Gestein erweist sich im Dünnschliff als Mosaik von eng aneinandergefügt Albiten, deren jeder von einem schmalen Film von Chlorit umgeben ist. In den Zwickeln findet sich zusammen mit Chlorit vereinzelt Erz und Karbonat, wobei dieses auch in dünnen Adern auftritt.

Weniger auffällig als die eben beschriebenen roten und grünen Kristallingerölle, aber teilweise mindestens ebenso häufig sind helle, meist weisse bis schwach grünliche oder rötliche Granite, Granit-Aplite und seltener Granodiorite.

Im Dünnschliff sind neben gut erhaltenen und kaum zersetzten Feldspat führenden Graniten (z. B. G 379) auch solche mit stark saussuritisiertem Plagioklas zu beobachten. Ein im Handstück schwach grünlicher, feinkörniger Granit (G 385) enthält auffallend viel Schachbrett-Albit.

5.231.2. Ergussgesteine

Rhyolith (Quarzporphyr) (E353)

Einzelne Porphyrokristalle von Kalifeldspat, Quarz (z. T. korrodiert) und seltener Plagioklas (serizitisiert) in felsitischer, entglaster Grundmasse; zu Chlorit umgewandelter Biotit; Apatit, Zirkon, Erz. Feldspäte rötlich bestäubt.

Ausserdem finden sich rhyolithische Gesteine (E354, V372, G406), die an Stelle einzelner Porphyrokristalle zahlreiche Komponenten (Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz) sehr unterschiedlicher Grösse in einer kryptokristallinen Grundmasse enthalten und im Dünnschliff ein microbrecciöses Aussehen zeigen. Es dürfte sich um vulkanische Tuffe handeln.

Diabasporphyrit (G386)

Die in dem dunkelgrünen Gestein im Handstück auffallenden hellen Leisten entpuppen sich im Dünnschliff als Porphyrokristalle von Plagioklas, welche in einer intersertalen Grundmasse von Plagioklas und Amphibol (umgewandelt aus Pyroxen) liegen. Als weitere Einsprenglinge lassen sich stark zersetzter Augit und Amphibol erkennen.

5.231.3. Metamorphes Kristallin

Während unter den roten und grünen Kristallinkomponenten auch Gneise vorkommen (namentlich in der Probe Erizbann), zeigen die hellen Kristallingerölle meist eine massige Ausbildung und ausgesprochene Paralleltextur ist eher selten.

Grüner Chlorit-Biotit-Gneis (E332, E334, E355)

Der Dünnschliff enthält vorwiegend stark saussuritisierten Plagioklas und weitgehend zu Chlorit umgewandelten Biotit, während der Kalifeldspat meist verhältnismässig frisch und nur leicht bestäubt ist. Schliff E355 enthält Stilpnomelan, und in E334 kommt Orthit vor. Akzessorisch treten oft Apatit, Zirkon und Erz auf.

Glimmerschiefer (G388, G390)

Namentlich in den massigen Nagelfluhablagerungen von Gunten finden sich nicht sehr häufig stark verwittrte und meist weitgehend zerfallende Glimmerschiefer.

?Albit-Chlorit-Epidot-Fels (G423, G384)

Das im Handstück massige Grüngestein lässt im Dünnschliff ein Gemenge von Chlorit, ?Albit und Epidot erkennen. In dünnen Adern ist eine aktinolithische Hornblende vorhanden.

5.231.4. Gangquarze

Vorwiegend helle Quarze, z. T. Erz und Nebengestein führend; sie dürften grösstenteils zum Kristallin gehören (G380 E337).

5.231.5. Herkunft

Nach Ansicht von Herrn Prof. STRECKEISEN zeigen die roten und grünen Tiefengesteine, die z. T. Stilpnomelan führen, grosse Ähnlichkeit mit dem unterostalpinen Kristallin des Bernina–Err–Julier-Gebiets. Beim Diabasporphyrit könnte es sich um einen permischen Ophiolith handeln. Die massigen, als ?Albit-Chlorit-Epidot-Fels beschriebenen Grüngesteine sind wahrscheinlich metamorphe Ophiolithe.

5.232. Sedimente

Quarzite (G393, G394)

Weisse und rötliche Quarzite sind vor allem in den Nagelfluhablagerungen der Umgebung von Ralligen und der Gunten-schlucht ziemlich häufig und erreichen z. T. Durchmesser bis zu mehreren Dezimetern.

Arkose (V371)

Gut erhaltene Kalifeldspäte, zusammen mit frischem Plagioklas (Albit), Quarz und Granitbruchstücken, eingebettet in Karbonat-Zement; Zwickel zwischen den Körnern z. T. von Hornstein ausgefüllt. Struktur: Grobkörnig mit schlecht gerundeten Komponenten.

Heller Dolomit (L603)

Kleine Gerölle von hellgrauen bis nahezu weissen, teilweise zuckerkörnigen Dolomiten liessen sich nur in den beiden Proben E Habchegg nachweisen. Ihre Fundorte liegen ca. 500 m tiefer als die Hangendgrenze der Ablagerungen der Nagelfluhzone Gunten–Eriz.

Grau-brauner Fleckenkalk (Spongite) (V362, G410)

Die schwach gelblich-braunen Kalke mit bläulich-grauen Flecken zeigen aussen eine weissliche Verwitterungsrinde. Im Dünnschliff ist eine dunkel erscheinende mikrokristalline Kalzitmasse mit zahlreichen Spongiennadeln (z. T. Axialkanal sichtbar), Quarzkörnern und Hornsteineinlagerungen zu erkennen. Die dunklen Flecken im Gestein entsprechen lokalen Anreicherungen von kieseliger Substanz und bestehen weitgehend aus Spongiennadeln.

Radiolarite, Hornsteine (G395, V365)

Neben den auffälligen roten Radiolariten finden sich gelblich-grüne und oliv-graue Hornsteine. Der Dünnschliff eines oliv-grauen Exemplars zeigt eine dichte kieselige Grundmasse, Serizit und Chlorit, z. T. in schlieriglagiger Anordnung, eingebettete Quarzkörner, Karbonatrhomboeder und Erz.

?Aptychenkalk (V361)

Selten finden sich dichte, sehr helle, schwach gelblich-graue, splittrig-brechende Kalke mit grauen, unregelmässig begrenzten Flecken.

Dichte braun-graue Kalke (E345)

Sie sind teilweise ziemlich häufig. Ein violett geflammtes Exemplar zeigt im Dünnschliff eine bräunliche, mikrokristalline Kalzitmasse mit stellenweise Hämatitpigmentierung. An Fossilien finden sich Spongiennadeln und kleine Lageniden.

Dichte graue Kalke (E347)

Im Dünnschliff ist eine ziemlich grobkristalline Kalzitmasse mit vereinzelt Quarzkörnern zu erkennen. In unregelmässigen Abständen treten Hornsteinlagen mit Spongiennadeln auf.

Onkolithische Kalke (E349, V369, L602, V360)

Neben makroskopisch eine deutliche grobkörnige Struktur zeigenden und oft einem Flyschsandstein nicht unähnlichen Geröllen finden sich solche, die im Handstück dicht aussehen und erst bei genauerer Betrachtung unter der Lupe und im Mikroskop Onkoide erkennen lassen. Auch die Farben variieren stark und reichen von dunkelbraunen bis zu sehr hellen gelbbraunen Typen.

Im Dünnschliff zeigen sich meist dunkle Onkoide aus mikrokristallinem Kalzit, eingebettet in gröber kristallinen Kalzit oder Kalzitcement. Neben den kalzitischen Onkoiden können auch Hornsteinknollen auftreten. Kieseliges Material ist vereinzelt auch in den Zwickeln zwischen den Onkoiden zu erkennen.

In V369 und L602 lassen sich Exemplare von *Trocholina alpina* (LEUPOLD) nachweisen. SPECK (1953), der sich sehr eingehend mit den Möglichkeiten der Herkunft der verschiedenen Gerölle der Riginagelfluh auseinandergesetzt hat, glaubt, dass es sich bei diesen onkolithischen Kalken um Malm bis basale Unterkreide der Klippendecke handelt.

Dunkelgrüne Ölquarzite (E338, G387)

Sehr hartes Gestein mit muscheligem Bruch und öligem Glanz. Im Dünnschliff lassen sich sehr feinkörnige und gleichkörnige, vorwiegend undulös auslöschende Quarze erkennen, die z.T. von einem dünnen Film eines Pigmentes (nach SPECK 1953 soll es sich um Glaukonit handeln) umgeben sind. Häufig sind sehr feine chloritisierte Biotitlamellen; Muskovit. Einzelne sehr dünne, nur im Dünnschliff erkennbare Adern, bestehend aus grobkörnigeren, ineinander verzahnten Quarzen, durchziehen z.T. das Gestein. Als Akzessorien finden sich Zirkon und Erz.

Discocyclinen-Nummuliten-Kalke (V359, V373)

Das Gestein besteht grösstenteils aus Fossiltrümmern, eingebettet in Kalzitcement und verhältnismässig grobkristallinen Kalzit. Untergeordnet finden sich Quarz-, Feldspatkörner und Gesteinsbruchstücke. Ziemlich häufig tritt Glaukonit auf. An Fossilien sind Bryozoen, Lithothamnien, Discocyclinen, kleine Nummuliten und zahlreiche Kleinforaminiferen der Familien *Rotaliidae*, *Anomalinidae* und *Globigerinidae* vorhanden. Ausser diesem schon makroskopisch durch seinen Glaukonitgehalt auffallenden Gestein finden sich auch Gerölle, die nur wenig Glaukonit und keine Quarz- und Feldspatkörner führen. Altersmässig kann es sich um Paleozän bis Eozän handeln.

Dunkle kieselige Kalke (G399, E300)

Manche Gerölle weisen zahlreiche breite, mit Kalzit ausgefüllte Klüfte auf. Andere Exemplare zeigen im Anschliff eine Feinlamination.

Gelb-brauner (?) Flyschsandstein (D542)

Das sowohl im Handstück wie im Dünnschliff sehr gut mit feinkörnigen Sandsteinbänken der Horrenbach- und Gersterngraben-Formation vergleichbare Geröll enthält vereinzelt Globigerinen. Sandsteine bis Sandkalke dieses Typus sind in sämtlichen Geröllzählungen häufig und erreichen stellenweise beträchtliche, bis ca. 75 cm grosse Durchmesser.

Breccien und Konglomerate (G398, H540)

Selten finden sich brecciöse, zahlreiche Kristallinkomponenten enthaltende Gerölle.

Ein anderer bei Hormettlen gefundener Gesteinstypus lässt im Anschliff nur Sedimentkomponenten erkennen, darunter dunkle Kieselkalke und dichte helle Kalke. Rote Radiolarite, wie sie in den Mokauskonglomeraten vorkommen, fehlen.

5.24. Quantitative Gerölluntersuchungen

5.241. Methodisches

Die genaue Lage der Geröllzählungen ist aus Tabelle 4 ersichtlich. Die Wahl der Lokalitäten in stark zerklüfteten Nagelfluh-Aufschlüssen sowie Sprengungen anlässlich von Strassenerweiterungen ermöglichten in den meisten Fällen als Ausgangsmaterial einen Gesteinsblock zu gewinnen, welcher eine Auszählung im dreidimensionalen Verbandsverband erlaubte. Der Nagelfluhblock ist jeweils im Felde auf einer Sacktuchunterlage nur so weit zerkleinert worden, als für den Transport der Probe unerlässlich war. Die restliche Zerkleinerung des Gesteinsblocks und die Befreiung der einzelnen Gerölle von der Matrix erfolgte im Labor. Auf die Vorteile einer solchen Raumzählung haben bereits LIECHTI (1928: 54) und RENZ (1937: 93) hingewiesen. Nur in Zählung 8 hat der Verfasser auf einer ebenen, abgegrenzten Nagelfluhfläche von 1 m² die Komponenten einzeln herausgelöst und im Felde gezählt. Sämtliche Gerölle aller Zählungen sind jeweils entzweigeschlagen und im frischen Bruch bestimmt worden.

In Anlehnung an die WENTWORTH-Skala hat der Verfasser folgende Geröllgrössen-Klassen ausgeschieden: 16–32 mm; 32–64 mm; 64–128 mm und > 128 mm; Komponenten < 16 mm wurden nicht berücksichtigt. Aus praktischen Gründen (Erhalt einer genügend grossen Zahl von Geröllen innerhalb eines gerade noch transportierbaren Gesteinsvolumens) ist bei der Probeentnahme jeweils eine Stelle ausgesucht worden, die eine nicht allzu grobgeröllige Nagelfluh enthielt. Dadurch entfielen bei der Auszählung die grössten Prozentanteile stets auf die beiden Gruppen 16–32 mm und 32–64 mm. In Tabelle 4 sind deshalb die Geröllgrössen-Klassen nicht angeführt. Auf auffallende Unterschiede in der Geröllgrösse wird in 5.26. kurz hingewiesen.

Tabelle 4: Geröllzählungen in der Nagelfluhzone Gunten-Eriz (Angaben in Prozenten)

Lokalitäten Gesteinsarten	1. Oberhalb Ralligen Koord. 622.030/173.440	2. Gunten Schlucht Koord. 620.570/174.240	3. Gunten Schlucht Koord. 620.450/174.130	4. Unterhalb Äschlen Koord. 619.500/174.150	5. N Rotmoos Koord. 622.775/176.950	6. E Habcheegg Koord. 623.900/178.600	7. E Habcheegg Koord. 623.900/178.600	8. W Vorderschöriz Koord. 626.620/180.150	9. W Vorderschöriz Koord. 626.620/180.150	10. S Fuchsegg Koord. 628.590/180.310	11. S Fuchsegg Koord. 628.610/180.310	12. Erzbann Koord. 628.060/181.420	13. Eriz Koord. 625.900/181.975
	2	3,5	2	4		3	3			20	26	11	9
Helle Granite													
Rote bis grüne Granite und basisches Kristallin . . .	2	2	7	10		+				3	3	17	2
Rhyolithe		+	1									+	+
Gneise	2,5	3	1	4			1			1	2	5	3
Glimmerschiefer	5	4	2			1	4			2		4	1
Grüngesteine	13	11,5	11	9		2	1					4	2
Gangquarz	6,5	8	4	5		2	4			2	4	8	5
Kristallin total.	31	32	28	32	3	8	13	7,5	8,5	28	35	49	22
Kalke	25	19	15	12	8	48	50	23	22,5	41	25	19	44
Heller Dolomit.						11	10						
Braune Sandsteine und Sandkalke.	21	22	32	31	88	31	25	65,5	67	23	26	16	29
Brecien, Arkosen		1	1	1				1	1	2	2		+
Radiolarite, Hornsteine . .	3	1	1		1	+	1	2	1	1	3	5	1
Quarzite	20	25	23	24		2	1	1		5	9	11	4
Sedimente total	69	68	72	68	97	92	87	92,5	91,5	72	65	51	78
Ausgezählte Gerölle . . .	380	284	324	117	276	673	248	226	292	411	258	287	366

In der vorliegenden Arbeit, in der nur eine beschränkte Zahl von Proben untersucht wurde, sind die Gesteinsgruppen weit gefasst worden. In zukünftigen, umfangreicheren Untersuchungen dürfte es sich allerdings wahrscheinlich lohnen, vermehrt aufzugliedern und namentlich z. B. die Kalke weiter zu unterteilen.

In bezug auf Form und Rundung der Gerölle hat BLENK (1960: 202–242) im Rahmen eigener Untersuchungen und einer ausführlichen Besprechung der verschiedenen bis heute verwendeten Indizes eindrücklich gezeigt, welche Schwierigkeiten sich bei der Anwendung und Auswertung dieser Grössen ergeben. Bei Schotteruntersuchungen in einem rezenten Flussbett zeigte sich, dass der Rundungsgrad mit zunehmender Transportlänge wieder abnehmen kann, bedingt durch das Zerbrechen der Gerölle (BLENK 1960: 221–223, 235). Bezüglich der Form konnte BLENK (1960: 237) feststellen, dass durch fluviatilen Transport stets die gleichen, einzig von der Gesteinsart abhängigen Formen entstehen. Diese starke Abhängigkeit der Form vom Gesteinsmaterial ist auch früher schon von verschiedenen Autoren festgestellt worden (vgl. BLENK 1960: 225). Da sich die vorliegende Arbeit nur mit einer beschränkten Zahl von Proben befasst, die zudem höchstwahrscheinlich verschiedenen Schüttungssystemen angehören und aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten stammen, hat der Verfasser auf systematische Rundungs- und Formmessungen verzichtet. Ein Vergleich der Nagelfluhkomponenten mit den von KRUMBEIN (1941: 64–72) veröffentlichten Standardbildern von Geröllen bekannten Rundungsgrades zeigt, dass die Nagelfluhgerölle durchschnittlich verhältnismässig gut gerundet sind (Rundungsgrad nach KRUMBEIN 0,6–0,8).

5.242. Ergebnisse

Sie sind in Tabelle 4 zusammengefasst (vgl. auch Fig. 22). Dabei ist zu beachten, dass das Material der Geröllzählungen 1, 5, 8, 9, 10 und 11 aus Vorkommen stammt, die in der Nähe der Grenze zwischen den Ablagerungen der Nagelfluhzone Gunten–Eriz und den E anschliessenden mitteloligozänen Mergel-Sandstein-Abfolgen (Ralligen-Formation, Gersterngraben-Formation) liegen. Die Proben 2, 3, 4, 6, 7, 12 und 13 sind alle mehrere hundert bis über 1000 m tiefer als diese Hangendgrenze der Nagelfluhzone Gunten–Eriz entnommen worden.

In Tabelle 4 fällt vor allem auf, dass der Kristallingehalt in den massigen, praktisch keine Mergel- und Sandsteineinlagerungen führenden Nagelfluhsedimenten der Umgebung von Gunten und Ralligen ziemlich hoch ist, dagegen weiter N in der Nagelfluh-Mergel-Sandstein-Wechselfolge bei Rotmoos, Habchegg und Vorderschöriz niedrig ist, um schliesslich im Eriz wieder höhere bis sehr hohe Werte zu erreichen. In den nahe der oben erwähnten Hangendgrenze der Nagelfluhzone Gunten–Eriz gelegenen Proben läuft mit der Abnahme des Kristallingehalts eine starke Zunahme der braunen Sandsteingerölle parallel. In den rund 500 m unterhalb dieser Hangendgrenze entnommenen Proben von Habchegg ist dagegen der Anteil der braunen Sandsteinkomponenten gegenüber den Nagelfluhsedimenten der Umgebung von Ralligen und Gunten nicht verschieden. Als Besonderheit finden sich in den beiden Proben von Habchegg verhältnismässig häufig kleine Gerölle eines hellen, z. T. zuckerkörnigen Dolomits, eine Komponente, die in den übrigen Geröllzählungen fehlt.

Die Ablagerungen des massigen Nagelfluhtypus von Ralligen und Gunten unterscheiden sich in bezug auf ihren Geröllbestand von den aus einer Mergel-Sandstein-Nagelfluh-Wechselfolge bestehenden Sedimenten zwischen Rotmoos und Eriz namentlich durch das zahlreiche Auftreten der weissen und rötlichen Quarzite und das verhältnismässig häufige Vorkommen von Grüngesteinen in den Aufschlüssen von Gunten und Ralligen. Eine weitergehende Gliederung der bei den Geröllzählungen gebildeten Gesteinsgruppen dürfte wahrscheinlich noch andere Unterschiede zeitigen.

5.25. Fossilinhalt und Alter

Insgesamt sind 5 Mergelproben aus der Nagelfluhzone Gunten–Eriz auf Mikroorganismen geschlämmt worden. Die Proben enthielten nur Gastropoden-Bruchstücke und Einzelexemplare von aufgearbeiteten Foraminiferen. In den Mergelschichten im Pressernbach konnten bei Koord. 623.800/178.650 in dunklen Mergellagen am rechten Bachufer und auf der linken Seite unmittelbar oberhalb des Fahrsträsschens schlecht

erhaltene Landschnecken gefunden werden. Nach Aussage meines Studienfreundes R. V. BLAU¹⁾ sind sie jedoch nicht mehr bestimmbar. Wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Lokalität um eine der schon von BECK (1923: XX; 1946: 358, 359, Taf. XI) erwähnten, aber nicht genauer bezeichneten Fundstellen. Nachforschungen in den Naturhistorischen Museen von Bern und Basel ergaben, dass BECK aus dem Graben des Pressernbachs stammendes Fossilmaterial ohne nähere Fundortsangaben in Basel hinterlegt hat. R. V. BLAU konnte daraus nur *Pomatias* cfr. *antiquum* (BRONGNIART) 1810 und *Triptychia* (*Triptychia*) sp. indet. bestimmen. Ein aus dem Graben des Pressernbachs stammendes Exemplar von *P.* cfr. *antiquum* ist in BLAU (1964: Taf. 3 Fig. 5) abgebildet. Die Fossilien werden im Naturhistorischen Museum Basel unter den Kennziffern H502/1–6, H503/1–7 aufbewahrt. Nach BLAU stimmen die in den Mergelschichten des Pressernbachs gefundenen Exemplare in bezug auf Windungszahl, Ornamentation und Schalenproportionen, soweit dies an den deformierten Fossilien überhaupt beurteilt werden kann, mit *P. antiquum* überein. BLAU betont jedoch, dass eine direkte Gegenüberstellung mit den ihm zur Verfügung gestandenen gut erhaltenen Vergleichsexemplaren nicht möglich sei. Die Zuweisung der im Graben des Pressernbachs gefundenen Fossilien zu *P. antiquum* müsse deshalb als sehr unsicher gelten.

Nach WENZ (1923 zit. aus BLAU 1966) ist *P. antiquum* auf das Chattien beschränkt. Unter den BLAU zur Verfügung gestandenen guten Vergleichsexemplaren befanden sich jedoch Stücke, die aus dem heute altersmässig ins Aquitanien gewiesenen Calcaire de Beauce stammen. Da jedoch die Gesamthöhe dieser adulten Exemplare ausserhalb der von anderen Autoren angegebenen Variationsbreite liegt, glaubt BLAU, dass diese Formen einen Übergang zu *P. schneidi* Jooss 1912 darstellen. WENZ (1923 zit. aus BLAU 1966) weist jedoch dieser letzteren Art nur einen subspezifischen Rang zu und bemerkt, dass sie vermutlich mit *P. antiquum* zu vereinigen sei. Abgrenzung und stratigraphischer Leitwert von *P. antiquum* müssten neu überprüft werden. Das Alter der Fundschichten von *P.* cfr. *antiquum* kann nach BLAU somit als fragliches Chattien bis Aquitanien angegeben werden.

Ca. 9 km NE im Streichen der nördlichsten Aufschlüsse der Nagelfluhzone Gunten–Eriz findet sich die Säugerfundstelle Bumbach, die der von HAUS (1937b) als Uerscheli-Nagelfluh ausgeschiedenen lithologischen Einheit angehört. Nach HAUS (1937b) liegt die Uerscheli-Nagelfluh an der Basis der von diesem Autor als Honegg-Nagelfluh bezeichneten Abfolge und ist teilweise faziell verzahnt mit dieser. Die Honegg-Nagelfluh bildet jedoch zusammen mit den hangenden Honegg-Mergeln die direkte Fortsetzung der allerdings gegen W nicht abgegrenzten Nagelfluhzone Gunten–Eriz. Die Säugerfundstelle Bumbach gehört nach HÜRZELER (mündl. Mitt. zit. aus BLAU 1966) altersmässig dem Unteren Stampien an (vgl. STEHLIN 1902: 364, datiert als unteres Stampien; 1922: 576, neigt dazu, die Fundstelle dem Alter nach als mittleres Stampien zu betrachten; HAUS 1937b: 21, aus stratigraphischen Überlegungen eingestuft ins untere Mittelstampien).

Wie in 5.16. erläutert wurde, sind die E an die Nagelfluhzone Gunten–Eriz anschliessenden Ablagerungen der Ralligen-Formation höchstwahrscheinlich zeitlich dem Rupélien äquivalent.

Ca. 25 km NE des Eriz finden sich die mit der Ralligen-Formation korrelierbaren Grisigermergel (vgl. 5.19.) in einer normalstratigraphischen Abfolge im Liegenden der mächtigen Nagelfluhablagerungen.

Zusammenfassend kann somit gesagt werden, dass auch die ältesten Teile der Nagelfluhzone Gunten–Eriz kaum älter als Unterstampien sein können. Obgleich nach wie vor nicht bewiesen, gehört zumindest die Hauptmasse der Nagelfluhablagerungen, wie bisher angenommen, wahrscheinlich eher dem Chattien an, könnte jedoch altersmässig auch noch ins Aquitanien hinaufreichen.

5.26. Ablagerungsmilieu

Positive Anzeichen mariner Einflüsse fehlen in den Ablagerungen der Nagelfluhzone Gunten–Eriz. An Foraminiferen konnten in den Schlämmpfen aus den Ablagerungen zwischen Rotmoos und dem Eriz nur sehr selten Einzelexemplare von Globigerinen festgestellt werden, die mit grösster Wahrscheinlichkeit al-

¹⁾ R. V. BLAU, der sich im Rahmen seiner Dissertation u. a. mit der Revision der terrestrischen Gastropoden aus der oligozänen und miozänen Molasse des Gebiets zwischen Gurnigel und Napf befasst hat, begutachtete alle aus dem Graben des Pressernbachs stammenden Landschneckenfunde. Für seine Bestimmungen und alle nachstehend erwähnten Angaben über diese Gastropoden möchte ich ihm auch hier nochmals herzlich danken.

lochthon sind. Im Dünnschliff sind in den begleitenden Sandsteinschichten u. a. zahlreiche aufgearbeitete Discocyclusen zu erkennen. Brackwasserostrakoden fehlen in den Mergeln. Dafür finden sich terrestrische Gastropoden, die wahrscheinlich zu den *Pomatidae* und *Triptychiinae* gehören. Nach BLAU (1966) deuten diese darauf hin, «dass ein mildes, feuchtwarmes Klima herrschte. Sowohl *Pomatidae* wie auch *Triptychiinae* lebten in lichten Wäldern, z. T. unter Bodenlaub».

Im Gegensatz zu den massigen Nagelfluhablagerungen der Umgebung von Gunten-Ralligen sind die Sedimente zwischen Rotmoos und dem Eriz, wie bereits erwähnt, durch einen mehrfachen Wechsel von vorwiegend braun-gelben, z. T. auch rot-violetten bis grünen Mergeln, schlecht gebankten Sandsteinen und Nagelfluhrippen gekennzeichnet. Rinnenbildungen in den weichen Mergeln, wie sie aus ähnlichen Ablagerungen in der Literatur bereits mehrfach erwähnt worden sind (z. B. HAUS 1937 b: 17; HABICHT 1945: 47–51; HOLLIGER 1954: 19, Fig. 2), lassen sich öfters beobachten und sind namentlich bei Koord. 628.050/181.200 und Koord. 622.800/177.080 gut aufgeschlossen.

Auffallend ist die vor allem in Aufschlüssen nahe der Hangendgrenze der Nagelfluhzone Gunten–Eriz festgestellte bedeutende Geröllgrösse bräunlicher Sandsteine, die z. B. bei Vorderschöriz vereinzelt Durchmesser > 75 cm erreichen.

Wie ein Dünnschliff (E7 aus Aufschluss Koord. 628.050/181.200 aus den die Nagelfluhrippen begleitenden Sandsteinen) zeigt, ist der Karbonatgehalt, ähnlich wie in den Psammiten der Ralligen-Formation, sehr hoch. Die «Sandsteine» wären z. T. ebenfalls eher als Sandkalke zu bezeichnen. Auch ein Dünnschliff (L450, Koord. 623.840/178.350) des Nagelfluhbindemittels enthält einen sehr hohen Karbonatanteil.

Das Fehlen von Anzeichen mariner Einflüsse, die Funde terrestrischer Gastropoden sowie die lithofaziellen Eigenschaften lassen vermuten, dass die Sedimente der Nagelfluhzone Gunten–Eriz grösstenteils limnisch-fluviatile Ablagerungen darstellen. Auf Perioden verhältnismässig langsamer, ungestörter Sedimentation (Mergel, terrestrische Gastropoden, ? Süsswasserseen) folgten solche mit ausgeprägter fluviatilen Verhältnissen (starke Strömungen = Rinnenbildungen, Ablagerung grosser Nagelfluhgerölle).

5.27. Zum Problem der mächtigen alten «Erosionserscheinungen»

Der auffallend unregelmässige Verlauf der SE-Grenze der mächtigen Nagelfluhablagerungen längs des Alpenrandes hat schon zu verschiedenen Erklärungsversuchen Anlass gegeben. Neben der Ansicht, dass im wesentlichen tektonische Vorgänge dafür verantwortlich sein sollen (BUXTORF 1916 a; 1916 b), ist vor allem die Auffassung vertreten worden, dass an der Entstehung dieser unregelmässigen Nagelfluhgrenze bedeutende Erosionserscheinungen beteiligt seien (z. B. HAUS 1937 a; 1937 b; RENZ 1937). HABICHT (1945) hat dagegen auf mögliche stratigraphische Ursachen hingewiesen und den mächtigen Nagelfluh-Schuttfächern grosse Bedeutung zugemessen. Einen guten Überblick über die bisherigen Ansichten vermittelt die kürzlich veröffentlichte Arbeit von HERB (1962). Der betreffende Autor schliesst sich im wesentlichen der Theorie eines alten Molassereliefs an.

Im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz sind es vor allem HAUS (1937 a; 1937 b) und später BECK (1946), die den bogenförmigen Verlauf der SE-Grenze der Nagelfluhzone Gunten–Eriz durch die Annahme einer bedeutenden Erosionswanne zu erklären versuchen.

Wenn auch bei dem in Fig. 22 erkennbaren bogenförmigen Verlauf der Isohypsen die Intersektion mitspielt, so lässt sich doch nur ein kleiner Teil der W-Einbuchtung der Nagelfluhgrenze dadurch erklären.

Wie bereits in 5.22. erwähnt, sind in der Nagelfluhzone Gunten–Eriz zwei verschiedene Typen von Nagelfluhsedimenten vorhanden (massige Nagelfluhablagerungen der Umgebung Gunten–Ralligen sowie Mergel-Sandstein-Nagelfluh-Wechselfolge zwischen Rotmoos und dem Eriz). Falls sich die N Rotmoos aufgeschlossenen Sedimente des Typus Mergel-Sandstein-Nagelfluh nach SW fortsetzen, so müssten sie entsprechend dem durchschnittlichen Streichen in der Umgebung von Schönörtli wieder zu beobachten sein. Das Gebiet liegt bereits ausserhalb der vom Verfasser im Detail kartierten und auf Tafel V dargestellten Zone. In den 30–40 m hohen Nagelfluhfelsen im Ringoldswilgraben (Landeskarte 1207, 1:25 000) fehlen jedoch Mergel- und Sandsteineinlagerungen nahezu vollständig. Längs des ungefähr senkrecht zu dem N Rotmoos gemessenen Schichtstreichen verlaufenden Strassenstücks zwischen dem Ringoldswilgraben und

der nächsten Strassenkehre vor Aeschlen sind anlässlich des Strassenausbaus nahezu 500 m Nagelfluh-Aufschlüsse zu beobachten gewesen. Obgleich die betreffenden Vorkommen einen Ausschnitt von mehr als 200 m Schichtmächtigkeit darstellten, liessen sich weder bedeutendere Sandstein- noch Mergeleinlagerungen feststellen. Die betreffenden Sedimente gehören offensichtlich dem massigen Nagelfluhtypus der Umgebung von Gunten-Ralligen an (vgl. auch Geröllzählung 4, Tab. 4). Die Verhältnisse lassen sich durch einen lateralen Übergang zwischen den massigen Nagelfluhablagerungen der Umgebung von Gunten und der N Rotmoos anstehenden Mergel-Sandstein-Wechselfolge oder durch eine tektonische Schuppe erklären. Zumindest nach den bisherigen Kenntnissen fehlen jedoch Hinweise für eine tektonische Interpretation. Somit bleibt nur die Annahme eines lateralen Fazieswechsels übrig.

Da sich die Nagelfluhmassen von Gunten-Ralligen und die Nagelfluh-Ablagerungen von Rotmoos-Eriz nicht nur in bezug auf ihren Sedimentationstypus unterscheiden, sondern auch deutliche Abweichungen im Geröllbestand zeigen (vgl. 5.24. und Tab. 4), nimmt der Verfasser an, dass zwei verschiedene Schuttfächer vorliegen. Interessante Beziehungen lassen die aus den Geröllzählungen ermittelten Kristallin-Prozentwerte erkennen. Auffallenderweise ist der Kristallingehalt der Nagelfluh im zentralen Teil des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz niedrig, während weiter N und S ziemlich hohe Werte auftreten. Die Probe mit dem kleinsten Kristallinanteil liess sich nahe des Grenzbereichs der durch zwei verschiedene Sedimentationstypen gekennzeichneten Nagelfluhablagerungen finden. Der Verfasser deutet die kristallinarmer Nagelfluh, die auch durch einen beträchtlichen bis sehr hohen Anteil an Sandsteingeröllen auffällt, als Randfazies der beiden Schuttfächer. Interessanterweise liegt der sowohl durch die benachbarte Lage der beiden Nagelfluhtypen als auch durch den sehr niedrigen Kristallingehalt bestimmte Grenzbereich der beiden Schuttfächer in der Zone der maximalen W-Ausbuchtung der in Fig. 22 dargestellten Isohypsen. Der Verfasser nimmt deshalb an, dass die Nagelfluhschuttfächer für die Entstehung der unregelmässigen tektonischen (vgl. jedoch 6.2.) Grenze zwischen den Nagelfluhablagerungen und den E anschliessenden Mergel-Sandstein-Abfolgen (Ralligen-Formation, z. T. Gersterngraben-Formation) ausschlaggebend gewesen sind. Erosionsvorgänge haben höchstens sekundär durch Ausräumen der weichen Mergel und Sandsteine in der Zone der Randfazies den späteren Grenzverlauf beeinflusst. Analoge Verhältnisse hat bereits HАВІСНТ (1945: 137, 143) aus der Ostschweiz beschrieben und darauf hingewiesen, dass die «alpenwärtige Begrenzung der Nagelfluhstromrinnen» weitgehend mit den tektonischen Grenzflächen übereinstimmt, sich dagegen eigentliche alte Erosionswannen in dem von ihm untersuchten Gebiet nirgends sicher nachweisen lassen. HАВІСНТ deutet den lateralen Fazieswechsel ebenfalls als seitliche Verzahnung der Schuttfächer, wobei er die Verhältnisse in einem schematischen Blockdiagramm (Fig. 30) anschaulich dargestellt hat.

Weitere Detailkartierungen des Grenzverlaufs der alpennahen Nagelfluhablagerungen in anderen Gebieten, zusammen mit umfangreichen Geröllzählungen und eventuell weiteren sedimentologischen Untersuchungen, werden abklären müssen, ob sich auch andere mächtige «Erosionserscheinungen» in der subalpinen Nagelfluhzone vielleicht als Schuttfächer deuten lassen.

6. Tektonik

6.1. Historisches

STUDER (1825: 99, 124) glaubt, dass die Nagelfluhablagerungen bei Ralligen horizontal liegen, während die zum Ralligsandstein gehörenden Mergel diskordant steil nach NE einfallen. Er hegt bereits Zweifel an der als normalstratigraphische Abfolge gedeuteten Schichtreihe Ralligsandstein-Kalke der Randkette. STUDER sucht nach einer Erklärung für den Widerspruch, dass die seiner Meinung nach auf ein junges Alter hinweisenden Mollusken ausgerechnet in den liegendsten Schichten vorkommen. Er fragt sich, ob jene Fossilien nicht durch Spalten von der Oberfläche in die älteren Ablagerungen gelangt sein könnten (1825: 50).

Später versucht STUDER (1834a: 399; 1839: 388) die anormale Aufeinanderfolge älterer Schichten auf jüngere längs des Alpenrandes durch Annahme einer teilweisen Überschiebung der älteren Sedimente auf die Molasse zu erklären, betont jedoch, dass Ralligen ein Sonderfall sei, und unterlässt es, die Tektonik jener Lokalität näher zu erläutern.

Ausgehend von der petrographischen Ähnlichkeit zwischen Gurnigel- und Ralligsandstein greift RÜTIMEYER (1850: 56) auf die Hypothese von STUDER (1834a: 391) zurück, wonach jene Schichtglieder die Trümmer eines ehemaligen, zwischen der Molasse und der Randkette sich erhebenden Gebirges darstellen. Das zwischen Rallig- und Gurnigelsandstein liegende Kalkvorkommen (von STUDER andernorts als Châtelkalk bezeichnet, 1834a: 369, 374, vgl. auch 1825: 41) wäre dabei als letzter noch nicht erodierter Überrest jener fast vollständig abgetragenen Bergkette aufzufassen. RÜTIMEYER versucht damit die Auflagerung älterer Schichten auf jüngeren ohne Annahme tektonischer Vorgänge stratigraphisch zu deuten.

STUDER (1853, 2: 388) glaubt, dass der von ihm angenommenen geringen Überschiebung am Alpenrand subsidenzartige Senkungen längs einer bedeutenden Verwerfung vorangingen. Entsprechend der unsicheren stratigraphischen Stellung des Ralligsandsteins fehlen Angaben über die tektonischen Verhältnisse der Molasse und des Flyschs zwischen Thunersee und Eriz. Später zählt STUDER (1862: 293; 1872a: 190) den Ralligsandstein zur Molasse, ist sich aber über dessen Fortsetzung nach NE nach wie vor unklar. Er vermag deshalb den Verlauf der Grenze zwischen Molasse und Flysch nicht genau anzugeben. Während sich STUDER über die Tektonik des Ralligsandsteins nicht äussert (abgesehen von der schon 1825 erwähnten Diskordanz in den Ralliggräben), gibt er für die hangenden Flyschschichten mehrere Deutungen, die von der Annahme überkippter, aus Flyschflügeln und mesozoischem Kern bestehender Antiklinale bis zur Idee eines rätselhaften Untertauchens der Gebirgsmassen des Gurnigels und des Niesens zwischen Ralligsandstein und Randkette reichen (1862: 295–298). Die Natur der offenbar tektonisch aufgefassten Grenze zwischen Molasse und Flysch bleibt unklar. Auch die zur Erklärung der mesozoischen Gesteine zwischen Ralligsandstein und Flysch von FAVRE (1872: 384, pl. II) und in ähnlicher Weise auch von BACHMANN (1876: 25–28, Prof. II) vorgeschlagene Lösung, dass die Flügel der STUDERSchen Antiklinale längs Scheitelbrüchen bis zur Entblössung des mesozoischen Gewölbekerns in die Tiefe geglitten sind, birgt keine deutliche Aussage über die Art der tektonischen Grenze zwischen Molasse und Flysch.

KAUFMANN (1886: 275, 524, 550, 573) misst jenen isolierten «mesozoischen» Gesteinsvorkommen nicht mehr die von den früheren Autoren angenommene Bedeutung zu und fasst die ganze Abfolge obere Hälfte Ralligsandstein bis zur Basis der mesozoischen Kalke der Randkette als «Unteren Flysch» zusammen. In der ein Jahr später erschienenen Karte (Geologische Karte, 1:100000, Blatt XIII, 1887) sind Molasse und Flysch gegeneinander abgegrenzt. KAUFMANN bemerkt zwar, dass die liegende Molasse jünger sei als der hangende Flysch, vermerkt jedoch weder in der Karte noch in den Profilen oder im Text eine tektonische Grenze. Dennoch muss auf Grund seiner Äusserungen zum gleichen Problem im Rigigebiet (1872: 195) angenommen werden, dass er die anormale Schichtfolge von älterem Flysch auf jüngerer Molasse durch eine tektonische Störung und nicht stratigraphisch erklärt haben will, wie beispielsweise STUDER (1825), RÜTIMEYER (1850) oder später BURCKHARDT (1893). Innerhalb der Molasse nimmt KAUFMANN eine Antiklinale an, gebildet aus den die beiden Schenkel aufbauenden Sandsteinen der Sausenegg und des NW von Mäscher durchstreichenden Hügels und der dazwischenliegenden, nach seiner Auffassung älteren und als Ralligschichten bezeichneten mergelreichen Zone (1886: 496, 497, Taf. XXX, Fig. 1).

BURCKHARDT (1893: 121, Taf. VIII) glaubt, dass Molasse und Flysch am Alpenrand in einer gemeinsamen Synklinale liegen, und versucht die zwischen beiden beobachtete Diskordanz durch die Annahme einer mächtigen Deltaschichtung in der Molasse ohne Tektonik nur stratigraphisch zu erklären.

ARNOLD HEIM (1906: 454; 1908: 97) betrachtet den Ralligsandstein als an die Molassenagelfluh angepressten Eozän-Flysch.

ROLLIER (1911: 87) nimmt zwischen Subalpinem Flysch und den W anschliessenden, als Molasse betrachteten Sedimenten einen tektonischen Kontakt an. Er fasst den Ralligsandstein nicht als älteste Molasse, sondern als litorale Fazies des Helvétien (ROLLIER non MAYER) auf (1911: 67–68, 70–71, 75). Die von sämtlichen bisherigen Autoren erwähnte Diskordanz zwischen Nagelfluhablagerungen und Mergeln bei Ralligen veranlassen ihn, den Ralligsandstein in seiner Tabelle ausser in der Kolonne Helvétien auch noch mit einem Fragezeichen versehen als älteste Molasse mit Rupélien-Alter anzuführen (1911: 101).

Beeinflusst durch die Arbeit von ROLLIER betrachtet BECK (1911b, 1911c, 1911d, 1911e) die gesamte von KAUFMANN (1886) zur Molasse gezählte Abfolge und noch einen Teil des Flyschs (Quellgebiet des Horrenbachs) als das normale Hangende der Nagelfluh und als miozäne Molasse. Einzig die Mergel und Sandsteine der Lokalität Ralligen bilden nach BECKs Auffassung eine kleine Scholle, deren Alter sowohl Miozän als auch Eozän sein kann (1911c: 57–59). Er bestreitet entschieden das Bestehen der von KAUFMANN (1886: 496–497, Taf. XXX, Fig. 1) im Gebiet der Sausenegg angenommenen Antiklinale (BECK 1911a: 501; 1911b; 1911c: 59; 1922a: XXII). BECK betrachtet den Subalpinen Flysch als Decke und nimmt deshalb wie alle späteren Autoren an, dass jener auf die davorliegenden, als Molasse aufgefassten Ablagerungen überschoben ist. GIRARDIN (1911: 73) glaubt, dass das steile Schichtfallen der Nagelfluhbänke auf der rechten Thunersee-seite und mindestens teilweise auch die Entstehung des Thunersees das Ergebnis der Überschiebung der helvetischen Randkette sind.

In den folgenden Arbeiten betont BECK (1920, 1922a, 1922b, 1922c) den Schuppenbaustil der Molasse am rechten Ufer des Thunersees, ohne die von ihm benannte Blumenschuppe und Ralligschuppe genau abzugrenzen. BAUMBERGER (1931: 211) und später auch BECK (1934c: 584–586; ?1922b: 319) nehmen für die Ralligschuppe eine grössere Ausdehnung an. Erst aus dem tektonischen Übersichtskärtchen von HAUS (1937a: 513; 1937b: Taf. III, Fig. 2) ist jedoch der genauere Verlauf der Ralligschuppe ersichtlich. Sie umfasst mit Ausnahme der Aufschlüsse im Sulzigraben die gesamten von BECK (1911d) E der Nagelfluhablagerungen ausgeschiedenen Molassesedimente.

RENZ (1937: Taf. XII) gibt dagegen nur je eine auf die Lokalität Ralligen und das Horrenbachgebiet beschränkte kleine Schuppe Unterer Meeresmolasse an und zählt die Hauptmasse der Mergel und Sandsteine, zusammen mit den mächtigen Nagelfluhablagerungen, zur jüngeren Blumenschuppe.

Die Übersicht von BECK (1943: 59) zeigt eine im Vergleich zu HAUS andere Abgrenzung der Ralligscholle, wobei der Hauptunterschied darin besteht, dass jene tektonische Einheit nach BECK bis in den Sulzigraben hinüberreicht, während sie nach HAUS im Schöriz-Gebiet endet. Später übernimmt BECK (1946: Taf. XI) die Auffassung von HAUS. REBER (1964: 100–102) beschreibt den Verlauf der Grenze zwischen Molasse und Subalpinem Flysch, wobei seine Ansicht im Wesentlichen mit derjenigen BECKs übereinstimmt.

6.2. Neue Ergebnisse

Nach REBER (1964: 131–135) gehört der «Obereozän-Flysch» altersmässig ins Priabonien (vgl. 4.14.). Da die liegende NW anschliessende Horrenbach-Formation jünger ist, muss zwischen dieser und dem Obereozän-Flysch eine tektonische Überschiebungsfläche angenommen werden. Auf die tatsächliche Existenz einer solchen weisen auch die im nördlichsten Arm des Horrenbachs zu beobachtenden Aufschlüsse hin (Koord. 626.300/177.900), welche ausserordentlich stark verfaltete und von zahlreichen Scherflächen durchsetzte Mergel und Sandsteinbänkchen zeigen. Da die Horrenbach-Formation nur im mittleren Teil des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz entwickelt oder zumindest nur dort von der liegenden Gersterngraben-Formation zu trennen ist, findet sich Obereozän-Flysch stellenweise auch auf letztere überschoben. Alle neueren Bearbeiter des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz sind sich in der Annahme einer derartigen Überschiebung einig (BECK 1911b, 1911c, 1911d, 1911e, 1946; HAUS 1937a, REBER 1964). Auf den im Vergleich zu früheren Autoren hauptsächlich im Gebiet NE Ralligen vom Verfasser etwas anders angenommenen Verlauf dieser tektonischen Störungszone ist bereits in 4.22. und 4.24. hingewiesen worden. Die Überschiebungslinie zwischen Obereozän-Flysch und Horrenbach-Formation oder Gersterngraben-Formation ist in Fig. 2 eingetragen. Wie sich in den Gräben des Quellgebiets des Vorderen Horrenbachs (Fig. 3) beobachten lässt, treten auch innerhalb der Horrenbach-Formation mindestens zwei tektonische Störungszone auf, die allerdings nur von geringem Ausmass und lokaler Bedeutung sein dürften.

Wie bereits mehrfach erwähnt (4.16., 4.17., 4.29.), gehören Horrenbach- und Gersterngraben-Formation ablagerungsmässig eng zusammen, und der zwischen diesen beiden Abfolgen vermuteten tektonischen Grenze kommt wahrscheinlich nur lokale Bedeutung zu. Ihre Annahme beruht namentlich auf der Beobachtung, dass die älteren Schichten der Gersterngraben-Formation einen ähnlichen Habitus und annähernd die gleiche Zusammensetzung wie die Sedimente der Horrenbach-Formation besitzen, dagegen die jüngeren Ablagerungen der Gersterngraben-Formation eine von den ebenfalls grobkörnigen und weiter E

im Hangenden anschliessenden Sandsteinen des UHS völlig abweichende Ausbildung zeigen (vgl. 4.14. sowie 4.13. und 4.23.).

In 5.12. ist festgestellt worden, dass sich der E Rueggersweid anstehende, über 131 m aufgeschlossene und vorwiegend aus massigen Sandsteinen bestehende Sediment-Komplex weiter NE nicht mehr nachweisen lässt. Das Fehlen dieser mächtigen Abfolge im Gebiet E Mäscher, ihr den Psammiten der Ralligen-Formation ähnlicher Habitus sowie die Ostrakodenfunde (5.15.) in einem 300 m SW gelegenen Mergelanriss lassen den Verfasser eine lokale Molasseschuppe annehmen. Auffallenderweise lassen sich auf den Luftphotos in der westlichen Verlängerung der bedeutendsten Querbrüche der helvetischen Randkette drei $\pm$ ausgeprägte Linien erkennen, die mit der wahrscheinlichen NE-Begrenzung der vermuteten Schuppe zusammenfallen. In der geraden Fortsetzung dieser möglichen Störungszone befindet sich das in 5.12. beschriebene und z. T. in einer Rutschzone gelegene Profil unterhalb Tönimoos (Fig. 20). Der Verfasser vermutet, dass dort, ebenfalls eingebettet in Oligozän-Flysch, eine kleine Schuppe von Ralligen-Formation vorhanden ist (vgl. Prof. 11, Taf. VI).

Die untere Hälfte der Aufschlüsse im Gersterngraben zeigt eine normal gelagerte Abfolge, während im oberen Teil ein verkehrtliegender Mergel-Sandstein-Komplex zu beobachten ist. Im Streichen der überkippten Schichten ist NE Stampf (Koord. 623.200/176.650) nochmals eine verkehrtliegende Mergel-Sandstein-Abfolge aufgeschlossen, während 250 m bachabwärts (Koord. 622.950/176.750) wiederum normal gelagerte Sandsteine anstehen. 450 m NE davon sind in einer ca. 10 m hohen und 50 m breiten Felswand dieselben Ablagerungen zu beobachten (Koord. 623.400/177.000). Sie zeigen jedoch statt des bisherigen Einfallens von 37° nach 142° SE ein Gegenfallen von 20° nach 320° NW. Das Fallazimut wechselt im Aufschluss von $20^\circ/320^\circ$ NW nach $18^\circ/83^\circ$ E. Während sich das in den kleinen Sandsteinanrissen längs dem Fahrweg nach der Dünzenegg zu messende Gegenfallen notfalls durch Annahme eines Hakenwurfs oder einer Sackung deuten lässt, ist eine derartige Erklärung für den oben erwähnten mächtigen Aufschluss nicht möglich. Bei Koord. 623.100/177.000 ist dieselbe Abfolge noch einmal zu beobachten. Sie fällt hier mit 26° nach 148° SSE. Nach Ansicht des Verfassers gehören alle in diesem Abschnitt erwähnten Vorkommen zu einer Synklinale, deren E-Schenkel im Gebiet des Gersterngrabens und bei Stampf überkippt ist und nach N allmählich in eine normale Lagerung übergeht. Die Achse dieser Synklinale steigt gegen N an, um schliesslich jenseits der Sausenegg in die Luft auszustreichen (Taf. VI, Prof. 4–10). Bereits KAUFMANN (1886: 496, Taf. XXX, Fig. 1) hat in seinen Profilen den Faltenbau jenes Gebiets erkannt, wenn auch seine Darstellung im Einzelnen von derjenigen des Verfassers abweicht. BECK (1911a: 501; 1911b, 1911c: 59; 1911d; 1922a: XXII) hat dagegen später die Antiklinale von KAUFMANN entschieden bestritten.

Die Ralligen-Formation ist im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz ausser in den erwähnten zwei Schuppen nur an drei im Streichen hintereinander liegenden Stellen sicher nachgewiesen (Ralligen, Pressernbach, Sulzigraben, vgl. 5.14.). Es ist jedoch anzunehmen, dass die Untere Meeresmolasse mindestens in der Tiefe durchzieht, möglicherweise mehrere kleine Schuppen bildend. Sie ist vermutlich z. T. derart vom Oligozän-Flysch überfahren worden, dass nur noch eine schmale Zone Unterer Meeresmolasse an die Oberfläche streicht und stellenweise wahrscheinlich sogar Ablagerungen der Gersterngraben-Formation mit der Nagelfluhzone Gunten–Eriz in Kontakt kommen (z. B. W Schörizegg, Prof. 17, Taf. VI).

Unsicher bleibt die tektonische Grenze zwischen der Nagelfluhzone Gunten–Eriz und der Ralligen-Formation. Der Kontakt zwischen beiden ist nirgends aufgeschlossen, und die obersten Nagelfluhschichten sind altersmässig nicht mit Sicherheit datiert. Auf Grund der in 5.25. erwähnten terrestrischen Gastropoden ist zwar ein Alter jünger als Rupélien mindestens für diese Fundschicht wahrscheinlich. Diese liegt jedoch 500 m tiefer als die obersten Nagelfluhschichten, welche nicht unbedingt jünger sein müssen, da auch eine oder mehrere der zahlreichen 10–40 m mächtigen Mergellagen innerhalb der Nagelfluhzone als Überschiebungshorizont ausgebildet sein könnten. Diesbezügliche, auf eine bedeutende tektonische Störung hinweisende Anzeichen lassen sich allerdings im Felde nicht feststellen. Der Verfasser hat deshalb die tektonische Überschiebungsfläche in den Profilen an der Grenze zwischen der Nagelfluhzone Gunten–Eriz und der Ralligen-Formation eingetragen. Dennoch muss betont werden, dass sogar ein lateraler Übergang der Ralligen-Formation in Nagelfluhhorizonte denkbar wäre, wenn auch die Feldbefunde keine Anhaltspunkte dafür geliefert haben. RUTSCH (1962: 16) hat kürzlich darauf hingewiesen, dass möglicherweise Teile der Unteren Süsswassermolasse zeitlich noch dem Unterstampien entsprechen.

7. Quartär

7.1. Pleistozän

7.11. Historisches

STUDER (1825: 213) stellt fest, dass oberhalb Sigriswil Blöcke von «Grimselgranit» vorkommen, und RÜTIMEYER (1850: 8) fällt auf, dass sich im Bachschutt des Gersterngrabens neben Kalken der Randkette auch verschiedenartige, in der nähern Umgebung nirgends anstehende Granite und Sedimente finden. Aus der geologischen Übersichtskarte von HEER (1865, 1:520000, 1879, 1883) geht hervor, dass die rechtsufrigen Thunerseehänge in die Zone der ehemaligen Aarevergletscherung gehören. In einer Notiz macht STUDER (1867: 294, 295) auf die roten exotischen Granitblöcke im Guntenbach, oberhalb Sigriswil, im Gersterngraben und im Horrenbach aufmerksam (vgl. auch STUDER 1872a: 191).

Die von FAVRE zusammengestellte Karte der ehemaligen Gletscher der Schweiz (1884, 4 Blätter 1:250000, Verkleinerung der Dufourkarte; Erläuterungen 1898) vermittelt erstmals einen Überblick über die Vergletscherung des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz. Nach FAVRE, der nur eine einzige Eiszeit annimmt, hat der Aaregletscher bis an den Fuss der Sausenegg gereicht. Während Obere Matte, Dünzenegg und Mäscher nicht vergletschert waren und nur eine Firnbedeckung zeigten, nahm ein kleiner Gletscher auf der Zettenalp seinen Ursprung, und je ein weiterer begann im Quellgebiet des Horrenbachs und des Sulzigrabens. Zwischen Sigriswil und Schwanden, im Unterlauf des Horrenbachs und in der Gegend von Innereriz–Eriz kommen nach FAVRE Grundmoränen vor. In der Umgebung von Vorderschöriz, beim Zusammenfluss der beiden Horrenbäche und oberhalb Sigriswil hat er erratische Blöcke vermerkt.

KAUFMANN (1886: 569–570) hat die Gletscherablagerungen zwischen Thunersee und Eriz eingehend untersucht, beschrieben und in der 1887 erschienenen Geologischen Karte, 1:100000, Blatt XIII dargestellt (vgl. auch Kissling & Baltzer 1889). Er findet zwischen Rossbühl und Wollmetschwand (Landeskarte, zwischen Rözbach und Säge Schwanden) Gneise, die er als Aare-Erratika deutet. Die Geländerippen zwischen Gänsweid, Rossbühl und Zelg (Landeskarte, Hang, der sich vom Gersterngraben über Bündi nach Zelg zieht) fasst er als Seitenmoränen des Aaregletschers auf. KAUFMANN (1886: 519) erwähnt die mächtigen Moränenanrisse im Unterlauf des Gersterngrabens (Landeskarte, Unterlauf als Bühlgraben bezeichnet) und des Kappeligrabens (Landeskarte, Grabensystem zwischen Zelg und Wiler Vorsässe). Als Ablagerungen von Lokalgletschern betrachtet er die Moränen des oberen Teils des Gersterngrabens, des Horrenbach-Quellgebiets und des Sulzigrabens (1886: 497–500, 517–518). Blöcke von Habkerngranit sollen am Weg Zelg–Wyler–Allmend, im Gersterngraben, im Horrenbach (zusammen mit andern exotischen Erratika), bei Mäscher, im Thuelboden und im Sulzigraben vorkommen (1886: 499–500, 516–519). Er deutet auch die exotischen Gesteine der Schörizegg als Quartärbildungen.

Die von BALTZER in seiner Übersichtskarte (1896, Taf. XVII, 1:1000000) angegebene Maximalverbreitung (Riss) des Aaregletschers im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz entspricht ungefähr der von FAVRE (1884) für seine einzige Eiszeit angegebenen Ausdehnung, wobei jedoch BALTZER die Eismassen der Zettenalp, des Horrenbachs und des Sulzigrabens nicht zum Aaregletscher zählt.

ANTENEN widmet der Vereisung des Eriz eine besondere Arbeit, in der er die erratischen Blöcke auf Fiderzegg und Schörizegg als Zeugen der Risseiszeit betrachtet (1906: 130). Die Eismasse des Haupttales bezeichnet er als Zulggletscher, und im Quellgebiet des Hinter-Horrenbachs nimmt er einen kleinen Gletscher an (1906: 129, 132), ähnlich wie früher FAVRE (1884).

BECK (1911d) unterscheidet zwischen Ablagerungen des Aaregletschers (höchste Erratika in 1200 m, 1911c: 91) und der Lokalvereisung. Im Bereich derselben soll sich ein kleiner Gletscher auf Bodmialp und der Oberen Matte ausgebreitet haben, während das übrige Gebiet vom sechsarmigen Zulggletscher bedeckt war. Jeder dieser sechs Teilgletscher, nämlich der Bresserenarm (Landeskarte, Pressern-Bach), der Horrenmettlenarm (Landeskarte, Hormettlen), der Hinter-Horrenbacharm, der Sulziarm, der Zulgarm und der Breitwangarm (nördlich der Zulg, ausserhalb des Untersuchungsgebiets) hat nach BECK (1911c: 95) im namengebenden Gebiet Wallmoränen hinterlassen (vgl. auch NUSSBAUM 1922, 1927, 1936). Auf Vorder Horrenegg (Landeskarte, Vord. Hornegg) glaubt BECK (1911b; 1911c: 95) einen risseiszeitlichen Erratiker des Aaregletschers zu erkennen. In der Gletscherkarte von FREI (1912: Taf. V, 1:1000000) und in HEIM (1919: 232) sind die Ansichten von ANTENEN (1906) und BECK (1911c, 1911d) übernommen. BECK (1921: 139–176) glaubt auf Grund morphologischer Untersuchungen im Berner Oberland mehrere altquartäre Erosionsperioden zu erkennen (Burgfluh-, Kirchet-, Hilterfingenniveau u. a. z. T. nicht näher bezeichnete Altflächen). Nach seiner Meinung gehört die Terrasse von Aeschlen–Sigriswil zu einem System von Geländeformen, die sich vom Aaretal zum Thuner- und Brienzensee bis über den Kirchet hinaus verfolgen lassen (Kirchetniveau in 700 m Höhe, 1921: 155, 174 Tafel). Im geologischen Führer (1934c: 584; vgl. auch 1934a: 27–38) unterscheidet BECK auf der rechten Thunerseeseite Burgfluhniveau (ca. 1000 m), Kirchetniveau (700 m) und Hilterfingenniveau (600 m). Hauptsächlich ausgehend von beobachteten Wechsellagerungen von glazialen und interglazialen Sedimenten in der weiteren Umgebung von Thun hat BECK zeitweilig den von PENCK & BRÜCKNER (1909) angenommenen vier Eiszeiten noch zwei weitere hinzugefügt, wobei er glaubte, dass die Günz- und Mindelvergletscherung ins Pliozän reichte (BECK 1933: 335–437; vgl. auch 1936, 1937 und 1922c, 1926, 1932). Dadurch ergab sich auch für die oben erwähnten vorrisseiszeitlichen Terrassen ein pliozänes Alter. Diese neue Quartärstratigraphie ist nicht unangefochten geblieben und auch BECK hat sie später wieder verlassen (BECK 1938a: 166, 168; 1938b: 178; v. KLEBELSBERG 1949: 681, 863).

Nach BECK (1938a: 165) finden sich oberhalb Sigriswil in Würm-Grundmoränen eingelagerte Schotter, die während der «Spiezer Schwankung» entstanden sein sollen. Unter dieser Bezeichnung versteht BECK den Zeitabschnitt, der den Rückzug des Würmgletschers bis in die Gegend von Spiez umfasst und zwischen dem älteren, der maximalen Ausdehnung entsprechenden Gurten-Stadium und dem jüngeren Berner Stadium liegt (BECK 1938a: 165; vgl. jedoch 1933: 376–383, 409). Im Exkursionsbericht (BECK 1938b: 176) findet sich ein Hinweis auf die Moränen des Berner Stadiums oberhalb Sigriswil (ohne genauere Ortsangabe). BECK (1943: 66) erwähnt, dass der «oberste schöne Wall über Sigriswil» dem Berner Stadium angehört.

BECK (1953a: 273; 1953b) hat in neuen Moränenaufschlüssen im Eriz, entstanden durch den Erdschlipf im Hüttliggraben, eine 4 m mächtige, rotbraun verfärbte Zone und lehmig-sandige Lagen beobachtet, die er als Interglazial-Ablagerungen deutet. Er nimmt eine risseiszeitliche Lokalvergletscherung an. Aus der geotechnischen Karte Nordost-Blatt (2. Auflage, 1:1000000; 1. Auflage, Blatt 3, 1:200000, unterscheidet nicht zwischen Aare- und Lokalgletschern) ist ersichtlich, dass die Grenzen des Aaregletschers während des Würms unterhalb 1300 m liegen. REBER (1964: 139) vermag im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz keine Rissvergletscherung nachzuweisen.

7.12. Aaregletscher

Wie bereits erwähnt, betrachtet BECK (1921, 1934c) die Terrasse von Aeschlen–Sigriswil als eine vor der Risseiszeit entstandene Altfläche. Nach Ansicht des Verfassers sind die Anhaltspunkte hierfür zu unsicher, als dass sich diese Deutung rechtfertigt. Eine Unterscheidung von altquartären oder gar pliozänen Niveauflächen im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz ist nicht möglich.

Während im Bereich der mächtig entwickelten Würmmoränen des Aaregletschers auch tatsächlich aufgeschlossene Rissablagerungen wahrscheinlich kaum mit Sicherheit als solche zu erkennen wären, müssten dagegen sichere Aare-Erratika oberhalb der höchsten Würmvereisung als risseiszeitlich betrachtet werden. Die ausserhalb des Aaregletscher-Bereichs der Würmeiszeit gefundenen Kristallinblöcke dürften jedoch alle aus dem Obereozän-Flysch stammen. Es handelt sich grösstenteils um exotische Granite, und auch die nicht mit Sicherheit zu den Exotika zu zählenden Granite zeigen keine Ähnlichkeit mit Aarekristallin. Die übrigen erratischen Blöcke setzen sich aus Kalken der helvetischen Randkette und Flyschmaterial zusammen.

Weder die Kartierung von BECK (1911 d), noch diejenige von REBER (1964), noch die Felduntersuchungen des Verfassers haben im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz oberhalb 1200–1240 m sichere Funde von Aare-Erratika ergeben. Der von ANTENEN im Gebiet von Vorder Hornegg gefundene und von BECK (1911 c: 91) als risseiszeitlicher Erratiker des Aaregletschers aufgefasste Kristallinblock konnte nicht mehr ermittelt werden. Da der Fundort, nach den wenig genauen Angaben von BECK zu schliessen, im Bereich der ausserordentlich mächtigen Würmmoränen gelegen hat, dürfte die Deutung als Riss-Erratiker kaum zutreffen. Eine risseiszeitliche Aarevergletscherung ist deshalb in der untersuchten Region nicht nachweisbar.

Im Gersterngraben findet sich ca. 80 m oberhalb der von BECK (1911 d) als höchste Aaremoräne gedeuteten Geländerrippe noch Kristallin des Aaregletschers. 50 m N im Streichen der erwähnten Geländeform ist der nach SSE einfallende, normal gelagerte, vom Verfasser als OGS bezeichnete Sandsteinkomplex aufgeschlossen. Es handelt sich somit bei jenem Wall um einen Sandsteinrücken mit aufgelagerter Moräne. 100 m hangaufwärts S im Streichen der Sandsteinabfolge des UGS in 1200 m ist eine ähnliche, ebenfalls aus einem Felskern und Moränenmaterial zusammengesetzte Geländeform zu beobachten.

Nach dem 40 m höher im Gersterngraben gelegenen Gneisblock zu schliessen, könnte es sich hier um einen hochgelegenen Moränenrest der grössten würmeiszeitlichen Aarevergletscherung handeln. Wahrscheinlich liegt jedoch nur die Ablagerung eines späteren Stadiums der Lokalvereisung vor. Die Hänge N und S des Gersterngrabens enthalten nur erratische Blöcke aus der näheren Umgebung (Flysch und helvetische Randkette). Dagegen ist der am Fahrsträsschen Säge Schwanden–Sigriswil an zwei Stellen aufgeschlossene Wall (Koord. 622.125/175.625; 622.250/175.875), auf dem der Schiessstand Schwanden steht, auf Grund des Geröllinhalts als Moräne des Aaregletschers zu betrachten. KAUFMANN (1886: 519) erwähnt in diesem Gebiet alpine Kristallinblöcke, BECK (1911 d) hingegen vermerkt exotische Erratiker, zählt jene Ablagerungen jedoch ebenfalls zum Aaregletscherbereich. Heute sind diese Kristallinblöcke nicht mehr auffindbar. Wahrscheinlich sind sie, wie die meisten Granite der Region, gesprengt und abtransportiert worden. Der Verfasser konnte beobachten, wie selbst Kristallinblöcke in abgelegenen Gräben Sägespuren aufweisen, und nach Aussagen der Anwohner geht der seit mehr als 100 Jahren betriebene Abbau auch heute noch vor sich.

Eine gut entwickelte, bereits von KAUFMANN (1886: 519) und später von BECK (1911 c, 1911 d: 91, «Boden-Stalden-Moräne») erwähnte Wallmoräne lässt sich aus dem Gebiet von Wilervorsässe (1080 m) nach NW über den Stampbachgraben zum Bühlgraben und darüber hinaus bis nach Stalden verfolgen (bereits jenseits des Kartenrandes Tafel V). Anlässlich Grabungen einer Gartenbauunternehmung auf dem Friedhofareal von Sigriswil hat sich gezeigt, dass der von BECK (1911 c: 91) ebenfalls als Moränenwall aufgefasste flache Rundbuckel, auf dem die Kirche von Sigriswil steht, einen Nagelfluhkern besitzt und nur eine geringe Quartärbedeckung von durchschnittlich 2 m aufweist.

50 m N der oben erwähnten gut entwickelten und über ca. 2,5 km verfolgbaren Wallmoräne ist in 1015 m bei Koord. 621.900/175.550 auf der rechten Grabenseite oben das folgende kleine Profil aufgeschlossen:

7. 20 cm Gehängeschutt
6. 40 cm Lockersand von ca. 0,2–0,5 mm Korngrösse, unten eine Lage kleiner Gerölle ($\varnothing$ 1–3 cm)
5. 80 cm Lockersand wie oben, zeigt wellige Feinschichtung
4. 60 cm Kaum verfestigte Schotterlage (Gerölle $\varnothing$ $\frac{1}{2}$ –2 cm, seltener bis 10 cm)
3. 40 cm Vereinzelte bis 20 cm $\varnothing$ Gerölle, eingebettet in lehmig-sandige Matrix, welche Fließstrukturen erkennen lässt; seitlich Übergang in Lockersand
2. 30 cm Schotterlage, praktisch ohne Bindemittel
1. x m Lehmig-sandige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben

Der Verfasser deutet den höheren Teil dieser Abfolge als Schmelzwasserrinne, die zu der oben erwähnten Moräne gehört. Es dürfte sich hier um eine Endmoräne und Schmelzwasserablagerung des letzten hier feststellbaren Rückzugsstadiums des Aaregletschers handeln (Berner Stadium nach BECK 1938 a). Vermutlich hat sich zur gleichen Zeit unterhalb Schwanden ein Gletscherrandsee gebildet, aus dem später das unten noch zu erwähnende Torfmoor hervorgegangen ist.

Aus der Verbreitung der erratischen Blöcke geht hervor, dass die oberste Grenze des würmeiszeitlichen Aaregletschers wahrscheinlich in ca. 1200–1240 m gelegen hat. Diese Höhe deckt sich ungefähr mit den Angaben von REBER (1964: 140) und den von BECK veröffentlichten Zahlen für den W gegenüberliegenden Hang des Margels (1911 c: 91, 1200 m; 1938 a: 165, 1250 m; 1943: 65, 1250 m). Der Verfasser betrachtet des-

halb die oberhalb der Endmoräne des letzten Rückzugsstadiums und den eben erwähnten Schmelzwasserablagerungen sich ausdehnende Wallmoräne, auf der der Schiessstand Schwanden liegt, als Ablagerung eines früheren Würm-Stadiums des Aaregletschers (Gurten-Stadium BECK 1938a). Die höher gelegenen Überreste dieses Stadiums sind wahrscheinlich z.T. von der jüngeren Lokalvereisung überdeckt worden.

Ausser geringmächtigen Geröllhorizonten im Bereich der Schmelzwasserablagerungen des letzten Rückzugsstadiums des Aaregletschers (vgl. oben) und einem bereits von BECK (1911c: 91) beobachteten, wenig ausgedehnten, versinterten Kiesvorkommen innerhalb der Grundmoräne (Koord. 621.175/174.600, in 840 m Höhe an der Strasse) fehlen typische pleistozäne Schotter in der untersuchten Region. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem von BECK (1938a: 165) angeführten und zur Spiezerschwankung gezählten Schotter um diesen Aufschluss. Der Verfasser misst den dort anstehenden Ablagerungen nicht die Bedeutung von Interstadialbildungen zu, sondern betrachtet sie als wahrscheinlich postglazial verschwemmte Grundmoräne.

Hinweise über die Mächtigkeit der Ablagerungen des Aaregletschers vermitteln die Aufschlüsse im Bühlgaben (Koord. 621.850/175.700) und im Oberlauf des Stampbachgrabens (Koord. 622.350/174.250; weniger mächtig aber gut aufgeschlossen Koord. 622.450/174.550). Die hauptsächlich aus lehmhaltiger, z.T. grosse Blöcke führender Grundmoräne bestehende Quartär-Bedeckung misst in jenem Gebiet mindestens 80 m. In der Grenzzone zwischen Aaregletscher und Lokalvereisung ist sie jedoch bereits bedeutend weniger mächtig entwickelt (z.B. Gersterngraben, oberhalb Strässchen Säge Schwanden-Schlieregg). Die zum See abfallenden Hänge zwischen Gunten, Sigriswil und Ralligen weisen nur eine geringe Moränenbedeckung auf, so dass die Molasse vielerorts aufgeschlossen ist und meist nur in 1–2 m, höchstens in einigen Metern Tiefe liegt.

7.13. Lokalgletscher

Die auf Grund ihrer Höhenlage von ANTENEN (1906: 130) als Zeugen der Rissvergletscherung aufgefassten erratischen Blöcke auf Fiderzegg und Schörizegg könnten auch von einem Hängegletscher der Würmeiszeit stammen. Den von BECK (1953a: 273, 274; 1953b) im Kessel des Hüttliggrabens beobachteten, lehmig-sandigen Ablagerungen und rotbraun verfärbten Moränen kommt nach Ansicht des Verfassers nicht die Bedeutung von Interglazialbildungen zu (vgl. z.B. BUXTORF in BECK 1938b: 182). Es kann sich hier höchstens um Interstadialbildungen handeln, entstanden zwischen zwei kurzen Vorstössen eines Lokalgletschers in der Würmeiszeit. Im Bereich der Lokalvereisung liegen damit keine sicheren Beweise einer Rissvergletscherung vor. Alle innerhalb der vom Verfasser untersuchten Region gefundenen Moränen lassen sich zwanglos als Würmablagerungen deuten.

BECK (1911c: 94, 95; 1911d) hat im Gebiet der Lokalvereisung zahlreiche Wallmoränen ausgeschieden, die auf Tafel V nicht alle als solche eingezeichnet sind. Sie liegen zwar im Gletscherbereich und enthalten Moränenmaterial, doch dürfte die oft nicht sehr deutliche, ziemlich genau hangabwärts laufende Wallform mindestens teilweise durch spätere Erosionsvorgänge als durch den Gletscher selbst entstanden sein. Anhaltspunkte über die Mächtigkeit der Lokalvergletscherung vermitteln vor allem die Aufschlüsse im Hinteren Horrenbach (Koord. 625.600/180.800). Sie beträgt dort mindestens 60 m, nimmt jedoch bachaufwärts ständig ab und weist in der Umgebung des Gemeinen Schöriz und der Zettenalp sehr viel geringere Werte von wenigen Metern auf. In der Gegend von Stampf ist die Mächtigkeit wieder etwas grösser. N Rüeggersweid, auf der Dünzenegg und den Hängen des Mäschers (bis ca. 1350 m hinab) ist die Quartärbedeckung sehr gering. Das gleichzeitige Fehlen von Erratikern lässt vermuten, dass dieses Gebiet eisfrei war oder zumindest nie eine mächtigere zusammenhängende Eisdecke aufwies, wie dies im Prinzip schon FAVRE annahm (1884).

7.2. Holozän

7.21. Berg- und Felsstürze, Schlipfe, Rutschungen, Sackungen

Bereits KUHN (1808: 123) und STUDER (1825: 37) erwähnen den Bergsturz bei Merligen (vgl. auch BACHMANN 1876: 28). RÜTIMEYER (1850: 8, 28) kennt ausserdem denjenigen der Oberen Matte. Auch KAUFMANN (1886: 277, 284; TSCHAN in KAUFMANN 1886: 247) weist auf diese beiden Bergstürze hin. BECK (1911c: 94, 97; 1911d) gibt im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz insgesamt drei Bergstürze an: bei Merligen, Obere Matte, Steinig Schöriz. Er macht auf die starke Zerklüftung des Anstehenden im Gebiet der Spitzen Fluh oberhalb Merligen und auf die dadurch entstehende Gefahr eines zukünftigen Bergsturzes aufmerksam. REBER (1964: 141) erwähnt die drei Bergstürze.

Die Bergsturzmasse bei Merligen setzt sich aus Gesteinen der Hohgantsandsteingruppe zusammen.

Das Bergsturzgebiet der Oberen Matte ist auf Tafel V etwas weiter umgrenzt worden als auf der Karte von BECK (1911d), da hangabwärts bis ins Gebiet Koord. 623.650/176.150 grössere Blöcke häufig sind.

Bei Koord. 624.200/176.650 hat sich ein Teil der mit 15–25°/130–150° SSE einfallenden, massigen, von Hangklüften durchsetzten Sandsteine losgelöst, und es ist zu einem kleinen Felssturz gekommen.

Ein weiterer Bergsturz ist von der zahlreiche Querbrüche aufweisenden helvetischen Randkette niedergangen und hat das Gebiet von Steinig Schöriz mit Blöcken übersät.

Ein ausgedehnter Schlipf hat sich in allerjüngster Zeit (9. Mai 1951, in Landeskarte Nachführung 1962 eingetragen) im Gehängeschutt und Moränenmaterial bei Hinter Zugschwand im Hüttliggraben ereignet. BECK (1953a: 272–276; 1953b) hat den Schlipf ausführlich beschrieben, weshalb hier auf eine nähere Erörterung verzichtet wird (Deutung der neuentstandenen Aufschlüsse siehe Abschnitt Lokalglletscher). Ein kleiner, aber typischer Schlipf ist vor kurzem unterhalb Wiler (Koord. 622.125/173.600) aufgetreten. Durch Einleitung von Abwässern in die Grundmoräne ist ein Hang von ca. 1500 m² ins Rutschen gekommen, und es ist ein kleiner Schlipf mit einer Abrissnische entstanden.

Besondere Sorge bereiten den Anwohnern die mächtigen Moränenanrisse im Bühlgraben und im Oberlauf des Stampbachgrabens (z. B. Koord. 622.400/174.250, ähnliche Verhältnisse auch im Hinteren Horrenbach z. B. Koord. 625.600/180.800 und bachaufwärts gelegene Aufschlüsse). Die Ränder der hohen Steilabstürze in der lehmigen Grundmoräne brechen bei ausgedehnten Regengüssen oft ein und reißen Teile des gewachsenen Bodens mit sich in die Tiefe. Kleinere Rutschungen und Anzeichen davon sind im Gebiet der Moränenbedeckung verschiedentlich zu beobachten. Häufiger finden sich solche Erscheinungen in der Zone der wasserundurchlässigen Flyschmergel mit geringer oder keiner Quartärbedeckung (z. B. S Mäscher W P. 1557, Koord. 624.800/177.500). Auch längs der stellenweise tief in die weichen Flyschmergel eingeschnittenen Bäche kommt es (ähnlich wie bei den Grundmoränen im Bühlgraben) immer wieder vor, dass ganze Uferpartien einreißen und abrutschen (z. B. Grabensystem im Quellgebiet des Vorderen Horrenbachs).

Im mittleren und nördlichen Teil der Nagelfluhzone Gunten–Eriz bestehen die mit ca. 45–50° SSE einfallenden Schichten wechsellagernd aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln. Durch das raschere Herauswittern der Mergel und Sandsteine werden die Nagelfluhrippen unterhöhlt. Diese brechen von Zeit zu Zeit an Klüften ab und bringen dabei oft noch tiefer liegende Mergelpartien ins Rutschen. Die Blöcke können mehrere Meter Durchmesser erreichen (Beispiele Koord. 624.750/179.000; 628.675/180.325; 628.500/181.500). Bereits BECK (1911c: 54) sind jene Nagelfluhrippen aufgefallen, und kürzlich ist die Erscheinung von BLAU (1966) aus der Molasse des Gurnigelgebiets beschrieben worden.

7.22. Sumpfige Gebiete, Moore, Torfvorkommen

Die weite Verbreitung wasserundurchlässiger Flyschmergel und lehmhaltiger Grundmoränen im Verband mit einem niederschlagsreichen Klima bewirken, dass sich vielerorts in Bodenvertiefungen Wasser ansammeln kann. Nasse, anmoorige bis sumpfige Stellen und kleine Moore sind deshalb häufig anzutreffen.

Grössere Ausdehnung erreichen das Tönimoos NE der Sausenegg und das drainierte Torfmoor SE Schwanden. KAUFMANN (1886: 520) erwähnt bereits dessen Ausbeutung, und nach Aussage der Anwohner ist dort noch während des letzten Weltkriegs Torf gestochen worden. In der zur Arbeit von FRÜH & SCHRÖTER «Die Moore der Schweiz» gehörenden Karte (1904, Taf. V) ist das Tönimoos als ehemaliges Moor und dasjenige bei Schwanden als bestehendes Flachmoor eingezeichnet.

7.3. Hydrologie

Kleine Quellenaustritte sind zahlreich, jede Alphütte besitzt einen laufenden Brunnen. Ergiebige Quellen sind jedoch bedeutend weniger häufig, da mergelig-tonige Ablagerungen im untersuchten Gebiet überwiegen und Wasserträger grösserer Ausdehnung selten sind. Die meisten ertragreichen Quellen treten über der Grundmoräne oder den Flyschmergeln aus dem Gehängeschutt der Randkette aus. Beispiele hierfür sind die Quellen im Gebiet des Hubelhörnli (Koord. 626.500/177.800, 1440 m; 626.125/177.675, 1360 m). Der Gehängeschutt der Randkette bildet das Haupteinzugsgebiet fast aller grösseren Bäche der untersuchten Region.

Die Gemeinde Sigriswil verfügt über eine zentrale Trinkwasserversorgung¹⁾. Zwei Quelfassungen mit einem Ertrag, der zwischen 80 und 1000 l/min schwankt, befinden sich oberhalb Oberhausen (Koord. 622.775/173.900). Ihr Einzugsgebiet liegt ebenfalls im Gehängeschutt der Randkette. Das hier gefasste Wasser dient zur Versorgung von Oberhausen und Wiler, und der nicht benötigte Anteil fliesst ins Reservoir Rözbach oberhalb Sigriswil. Vier ergiebige Quellen, gefasst in drei Brunnstuben, treten im bewaldeten Hang N der Oberen Matte aus (Koord. 623.975/176.500, 1390 m; 623.950/176.650, 1350 m). Die drei oberen Quellen liegen im Gehängeschutt. Die liegenden Mergel dürften dabei als Wasserstauer wirken. Die vierte Quelle befindet sich weiter unten im Felssturzsutt. Die 1923 gefassten Quellen lieferten damals zusammen 650 l/min. Heute schwankt der Ertrag zwischen 97 und 576 l/min. Ein Teil des Wassers dient zur Versorgung der Häusergruppe bei der Säge Schwanden, während die Hauptmenge ins bereits oben erwähnte Reservoir Rözbach fliesst, das Sigriswil und Endorf beliefert. Aus den vom Guntenbach aufgeschotterten Alluvionen fördert eine Grundwasserfassung unmittelbar W des Parkhotels in Gunten aus 23 m Tiefe 1000–1400 l/min. Ein Teil des geförderten Wassers dient zur Versorgung von Gunten, während der Rest durch zwei Pumpen ins Reservoir Würzen (Koord. 620.600/173.600) geleitet und von dort nach Sigriswil hinaufgepumpt wird. Eine Quelfassung mit 50–70 l/min beliefert das Dorf Tschingel (hinter dem Reservoir, oberhalb des Dorfes, Koord. 620.725/174.900, 940 m).

¹⁾ Der Verfasser dankt G. Sigrist, Brunnenmeister, Gunten, für die Angaben über Ertrag der Quellen und Trinkwassernetz.

II. TEIL: PALAEONTOLOGIE

1. Hystrichosphaerideen, Dinoflagellaten, Pollen und Sporen

1.1. Einleitung. Auftreten in den Molasse- und Flyschablagerungen

Ursprünglich bestand die Absicht, die Pollen- und Sporen-Verbreitung innerhalb der Molasse-Ablagerungen eines grösseren Gebiets zu untersuchen, um evtl. stratigraphische Gliederungsmöglichkeiten abzuklären. Eine erste Voruntersuchung, bestehend aus 91¹⁾ Proben, die sich namentlich auf die Untere Meeresmolasse, die Untere Süsswassermolasse und die Obere Meeresmolasse verteilten und auch zwei Proben aus der Oberen Süsswassermolasse umfasste, zeigte jedoch, dass die betreffenden, meist tonarmen, sandigen Sedimente keine oder nur eine verhältnismässig geringe Zahl der gesuchten Fossilien enthalten, so dass an eine prozentuale Auswertung des Pollen- und Sporenhalts mittels der üblichen Methoden nicht zu denken war. Auf die dabei entdeckten Vorkommen von Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten²⁾ ist bereits in einer vorläufigen Mitteilung kurz hingewiesen worden (SCHERER 1961).

In den letzten Jahren ist den Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten in stratigraphischer Hinsicht vermehrt Bedeutung zugemessen worden, was namentlich auch durch die kürzliche Ausgabe eines Katalogs über Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten zum Ausdruck kommt (EISENACK 1965). Im Bereich des Tertiärs sind allerdings noch zahlreiche, vor allem die stratigraphische Verbreitung betreffende Fragen offen.

Innerhalb des im Rahmen der vorliegenden Arbeit näher untersuchten Gebiets ist deshalb auch dem Mikroplankton Beachtung geschenkt worden. Dabei zeigte sich, dass zwar die Anhänge einzelner Hystrichosphaerideen in Anbetracht ihrer Herkunft aus tektonisch stark beanspruchten Schichten erstaunlich gut erhalten sind, bei zahlreichen Individuen liess sich jedoch die für die taxonomische Einordnung besonders wichtige Ausbildung der Fortsätze und namentlich ihre Anordnung an den meistens plattgedrückten und beschädigten Individuen oft kaum mehr ermitteln. An Hand der gefundenen flachen Formen war es oft unmöglich zu entscheiden, ob radialgebaute (z. B. *Cyclonephelium* DEFLANDRE & COOKSON 1955) oder kugelige Typen vorliegen. Auch eine Felderung der Theka (z. B. *Hystrichosphaera* WETZEL 1933 restr. DEFLANDRE 1937) ist an flachgedrückten Exemplaren meist nur schwierig zu erkennen. Dies gilt ebenfalls für die Täfelung³⁾ gewisser Dinoflagellaten (z. B. *Gonyaulax* DIESING 1866). Andere Formen dagegen erwiesen sich in den untersuchten Proben als verhältnismässig gut erhalten (z. B. einzelne Arten der Gattungen *Deflandrea* EISENACK 1938 und *Wetzelhiella* EISENACK 1938).

Ein weiteres Problem tauchte erst im Verlaufe der weiteren Untersuchungen auf, als auf Grund der Foraminiferen klar wurde, dass die bearbeitete Schichtfolge allochthones Fossilmaterial enthält. Da nach den Globotruncanen-Funden sowohl mit Oberkreide- als auf Grund bestimmter Globorotalien auch mit aufgearbeiteten Alttertiär-Organismen zu rechnen ist, begegnet ein Vergleich der Hystrichosphaerideen- und Dinoflagellaten-Fauna mit entsprechenden Assoziationen anderer Gebiete bei den gegenwärtigen Kennt-

¹⁾ Davon sind 60 Proben anlässlich des Aufenthalts des Verfassers am Koninklijke Shell/Exploratie en Produktie Laboratorium in Delft (heute Rijswijk) untersucht worden, wofür ich auch an dieser Stelle nochmals danken möchte.

²⁾ Frau Dr. M. Kockel geb. Brosius, z. Zt. Eindhoven, die mich erstmals auf Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten aufmerksam machte, sei hier nochmals herzlich gedankt.

³⁾ EISENACK (1961: 284) versteht unter «Täfelung» nicht nur eine Unterteilung der Panzer in Platten, «sondern auch eine Bildung von wohl definierten, in Form und Lage konstanten Arealen der Panzer, die durch Falten abgegrenzt sind und die ganz offensichtlich den Platten entsprechen».

nissen erheblichen Schwierigkeiten. Im Gegensatz zu Angaben von BADOUX & WEIDMANN (1963: 519) über den Kreideflysch der Préalpes, wonach dort Mikroplankton, Pollen und Sporen ziemlich häufig sein sollen, erwiesen sich die vom Verfasser im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz untersuchten Sedimente als durchwegs individuenarm, obgleich alle Proben Hystrichosphaerideen, Dinoflagellaten, Pollen und teilweise Sporen in unterschiedlichen Mengen führten (Obereozän-Flysch, Horrenbach-Formation, Gersterngraben-Formation, Ralligen-Formation). Einen ähnlich geringen Gehalt an Mikroplankton, Pollen und Sporen hat WOLF (1961) in der bayerischen Molasse festgestellt. Später ergaben die nach der weiter unten beschriebenen zweiten Aufbereitungsmethode behandelten Proben etwas bessere Ergebnisse. Besonders störend wirkte jedoch der häufig ungenügende Erhaltungszustand der Mikroorganismen, der oft nicht einmal eine generische Zuweisung ermöglichte. Es ist deshalb nur eine beschränkte Zahl von Proben untersucht worden, wobei es im Einzelnen auf Grund der wenigen spezifisch bestimmbareren Individuen nicht möglich war zu entscheiden, ob die Anwesenheit einer bestimmten Spezies nur zufallsbedingt ist oder nicht.

Im folgenden werden die aufgefundenen Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten unter Angabe der bisher bekannten stratigraphischen Verbreitung kurz beschrieben und einige besonders häufige oder auffallende Formen abgebildet. In der Synonymieliste wird jeweils nur die Originalbeschreibung und ausnahmsweise noch eine weitere, neue Arbeit angeführt, die gute Abbildungen enthält. Unter den Pollen finden sich hauptsächlich mit Luftsäcken versehene und wohl grösstenteils zu den Coniferen gehörende Typen. KRUTZSCH (1957: 515) weist darauf hin, dass Luftsackpollen namentlich in oligozänen und jüngeren Ablagerungen massenhaft verbreitet sind. Pollen und Sporen sind im übrigen nicht näher untersucht worden.

1.2. Herkunft des Materials und Aufbereitungsmethoden

Im Rahmen der eingangs erwähnten Voruntersuchung sind aus dem Gebiet zwischen Thunersee und Eriz 22 Mergelproben (R1–R22) von den folgenden Fundstellen untersucht worden:

Obereozän-Flysch

R1	Koord. 624.900/176.450
R2	Koord. 624.800/176.530
R3	Koord. 624.580/176.470

Gersterngraben-Formation

R4	Koord. 623.200/176.650
R5	Koord. 623.200/176.650
R6–10	Typus-Profil vgl. Taf. VII, zwischen G1 und 12
R11–15	Typus-Profil vgl. Taf. VII, zwischen G5A und 17
R16–21	Typus-Profil vgl. Taf. VII, zwischen GeS39 und GeS40
R22	Typus-Profil vgl. Taf. VII, bei G10

Eine Menge von 5 bis max. 20 g mechanisch zerkleinerten Materials dieser Proben ist jeweils in der für palynologische Arbeiten üblichen Weise zuerst mit kalter und dann mit heisser HCl aufgeschlossen worden. Anschliessend wurde mehrmals mit destilliertem H₂O ausgewaschen und abzentrifugiert. Der Rückstand ist während ca. einer Stunde konz. heisser HF ausgesetzt worden. Anschliessend wurde wiederum mehrmals ausgewaschen und abzentrifugiert. Der in Glyzerin übergeführte Rückstand ist in Ausstrichpräparaten unter dem Mikroskop durchgesehen worden. Mittels einer Präpariernadel und daran haftenden Glyzerin-Gelatine-Stückchen wurden die Mikroorganismen einzeln ausgelesen und Dauerpräparate hergestellt.

Leider lieferten die derart angefertigten Ausstriche durchschnittlich weniger als ein halbes Dutzend Mikroorganismen. Bedingt durch den Inhalt der zur Verfügung stehenden Zentrifugentuben war es auf die oben beschriebene Weise nicht möglich, eine grössere Menge von Ausgangsmaterial zu verwenden.

Es wurde deshalb versucht, mittels eines anderen Verfahrens eine bessere Anreicherung zu erhalten. Zu diesem Zwecke sind von den folgenden Lokalitäten grössere Probenmengen mittels der unten angeführten Methode aufbereitet worden:

Obereozän-Flysch

440	Koord. 624.580/176.470
-----	------------------------

Horrenbach-Formation

Ho175	vgl. Fig. 3, Aufschluss 8 (Typus-Profil)
-------	--

Gersterngraben-Formation

G4, G8, 26 vgl. Taf. VII

Ralligen-Formation

RaE2, RaW5 vgl. 5.12. Typus-Profil

311 vgl. Fig. 20

Der Aufbereitungsgang war der folgende: Eine grössere Probenmenge wird mechanisch zerkleinert und davon etwas mehr als 200 g Material in einen aus einem Kupferdrahtnetz (Maschenweite 0,5 mm) geformten korbähnlichen Behälter gebracht, der seinerseits in ein HCl enthaltendes Becherglas gehängt wird. Dieses wird zwecks Erhitzen der HCl in ein heisses Wasserbad eingetaucht. Das allmählich sich auflösende Gestein fällt dabei durch das Sieb und sammelt sich am Boden des Becherglases an. Der Vorteil des Drahtkorbes liegt darin, dass die HCl das noch nicht aufgelöste Gestein ständig allseitig angreifen kann und gleichzeitig eine für die nachstehende Behandlung praktische Abtrennung einzelner eventuell nicht vollständig zersetzter grösserer Bruchstücke erfolgt.

Anschliessend wird mit destilliertem H₂O ausgewaschen, wobei der weiter zu bearbeitende Rückstand anstatt mittels Zentrifuge durch entsprechendes Sedimentieren in hohen Standzylindern von der überstehenden und hierauf sorgfältig abgeheberten Schwebfraktion getrennt wird. Dieses von EISENACK (1931) angewandte und u.a. in KLEMENT (1961: 5) beschriebene Verfahren wird so oft wiederholt, bis die feine Tontrübe weitgehend entfernt ist. Durch Zusatz eines Antikoagulationsmittels (Natriumpyrophosphat) wird verhindert, dass sich feinste Tonteilchen zu grösseren Partikeln zusammenlagern. Der bereits wesentlich kleiner gewordene Rückstand wird hierauf wie in dem zuerst beschriebenen Aufbereitungsverfahren mit heisser konzentrierter HF behandelt und anschliessend mehrmals ausgewaschen und abzentrifugiert. Besonders viel dunkelgefärbtes Material enthaltende Rückstände werden noch mit H₂O₂ behandelt. Dabei verlieren allerdings auch die Mikrofossilien ihre bräunliche Tönung, was sich namentlich beim Photographieren nachteilig auswirkt.

Das Auslesen erfolgte ebenfalls nach einem von EISENACK (u.a. beschrieben in KLEMENT 1960: 6) angegebenen Verfahren. Ein Teil des Rückstandes wird in eine Petrischale (nicht zu grossen Durchmessers) mit dest. H₂O gegeben und im Durchlicht unter einem Binokular mit 100–200facher Vergrösserung durchgesehen. Dabei werden die Mikroorganismen mittels einer Kapillarpipette einzeln abgesogen und auf einen Objektträger gebracht, wo die ebenfalls mitgekommenen Verunreinigungen mit einem Filterpapier und mit der Pipette entfernt werden. Eventuell dem Fossil anhaftende Fremdkörper können mit einer spitzen Präpariernadel entfernt werden. Nach dem Trocknen des Wassers wird mit Kanadabalsam, Caedax, Glycerin-gelatine oder einem anderen Einbettungsmittel eingedeckt. Der Verfasser hat später vor allem einen Nitrozellulose-Hartgrundlack verwendet, der sich durch seinen niedrigen Brechungsindex und das rasche Eintrocknen als sehr angenehm erwies und ausserdem in Form von farblosem Nagellack überall leicht erhältlich ist.

1.3. Systematische Beschreibung

Ordnung DINOFLAGELLATA

Familie DEFLANDREIDAE EISENACK 1954

Gattung DEFLANDREA EISENACK 1938

Deflandrea phosphoritica EISENACK 1938

Taf. I, Fig. 1

Deflandrea phosphoritica EISENACK 1938, Phosphoritknollen der Bernsteinformation, Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg (Pr.) 70: 187, Abb. 6. – ALBERTI, 1959, Gattung *Deflandrea*, Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 28: 94, Taf. 8, Fig. 6.

Die ursprünglich aus unteroligozänen Ablagerungen beschriebene Spezies ist heute weltweit aus paleozänen ? bis oligozänen Sedimenten nachgewiesen. BADOUX & WEIDMANN (1963: 520) erwähnen sogar Vorkommen aus dem Kreide-Flysch der Préalpes. Neben Exemplaren mit normalem Habitus finden sich in den untersuchten Proben auch solche mit stark reduzierten Antapikalhörnern (vgl. DEFLANDRE & COOKSON 1955: 249) und kurzem Apikalhorn, wie dies auch GERLACH (1961: 151, Taf. 25, Fig. 4) in oligozänen Ablagerungen Nordwestdeutschlands beobachtet hat.

Vorkommen: Obereozän-Flysch 440; Horrenbach-Formation Ho175; Gersterngraben-Formation G4, R18, G8.

Deflandrea sp. cf. *D. heterophlycta* DEFLANDRE & COOKSON 1955

Taf. I, Fig. 2

cf. *Deflandrea heterophlycta* DEFLANDRE & COOKSON 1955, Microplankton Australian sediments, Australian J. Marine Freshwater Res. 6: 249, Fig. 5, pl. 5, fig. 5.

Das einzige Exemplar zeigt grosse Ähnlichkeit mit der vor allem durch den warzenartigen Besatz des Innenkörpers gekennzeichneten Spezies *D. heterophlycta*, die erstmals aus alttertiären Ablagerungen Australiens beschrieben worden ist. Die Warzen des Innenkörpers sind am vorliegenden Individuum allerdings etwas kürzer ausgebildet und erreichen kaum mehr als 3 μ Länge.

Vorkommen: Obereozän-Flysch R3.

Deflandrea spp. indet.

Taf. I, Fig. 3

In den untersuchten Proben finden sich noch weitere Arten der Gattung *Deflandrea*, bei denen es sich um neue Spezies handeln dürfte, deren Abgrenzung und Beschreibung auf Grund des nicht sehr gut erhaltenen Materials vorläufig jedoch nicht möglich ist. Ein Exemplar ist bereits früher abgebildet worden (SCHERER 1961: Taf. 1, Fig. 4).

Vorkommen: Obereozän-Flysch 440, R2, R3; Horrenbach-Formation Ho175; Gersterngraben-Formation R7, G4, Ge26; Ralligen-Formation RaE2.

Gattung WETZELIELLA EISENACK 1938

Wetziella symmetrica WEILER 1956

Taf. I, Fig. 5 und 6

Wetziella symmetrica WEILER 1956, Dinoflagellaten etc. Tertiär Rheintalgraben, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 104: 132, Taf. 11, Fig. 1–3, Abb. 2–5. — *Wetziella symmetrica symmetrica* WEILER 1956; GERLACH, 1961, Oligozän-Miozän Nordwestdeutschland, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 112: 155, Taf. 25, Fig. 7–8.

Hauptsächlich bedingt durch die zahlreichen Pyriteinlagerungen liess sich an den gefundenen Exemplaren kein deutlicher Innenkörper vom umgebenden Panzer unterscheiden. Dennoch dürfte eine Innenkapsel vorhanden sein. Die meisten Individuen zeigen einen annähernd quadratischen Umriss und wenig ausgeprägte, unter sich gleich ausgebildete Hörner. Ihre Zahl beträgt stets vier. Die Seitenhörner lassen keine Einkerbungen erkennen, und die zahlreichen Anhänge finden sich überall gleichmässig verteilt.

W. symmetrica symmetrica ist bisher aus mitteloligozänen Ablagerungen des Rheintalgrabens (WEILER 1956), mittel- und oberoligozänen (ALBERTI 1961; GERLACH 1961) sowie mittelmiozänen Sedimenten (GERLACH 1961) Norddeutschlands beschrieben worden.

Vorkommen: Obereozän-Flysch 440; Horrenbach-Formation Ho175; Gersterngraben-Formation G4.

Die früher (1961: 16) geäusserte Bemerkung, wonach die Gattung *Wetziella* bisher nur aus dem Tertiär bekannt ist, wäre dahin zu berichtigen, dass eine mit Vorbehalt dieser Gattung zugeordnete Art (*Wetziella? neocomica* GOCHT 1959) aus verschiedenen europäischen Kreideablagerungen angeführt wird. Ferner ist eine weitere, sich durch die unregelmässige Ausbildung der Hörner und die Ornamentation von allen übrigen Arten der Gattung deutlich unterscheidende Spezies (*W. irregularis* COOKSON & EISENACK 1958) aus altersmässig dem Oberen Jura angehörenden Sedimenten Australiens beschrieben.

Untergattung RHOMBODINIUM GOCHT 1955

Wetziella (Rhombodinium?) sp. indet.

Taf. I, Fig. 4

Eine Art mit rhombischem Umriss, wenig ausgeprägten Seitenhörnern, einem deutlichen Apikalthorn und zwei kleinen Antapikalthörnern. Da dem Panzer Borsten weitgehend fehlen, dürfte die Art zur Untergattung *Rhombodinium* GOCHT 1955 gehören.

Vorkommen: Horrenbach-Formation Ho175.

Familie GONYAULACIDAE LINDEMANN 1928

Gattung GONYAULAX DIESING 1866

Gonyaulax? sp.indet.

Eine wahrscheinlich neue, eine kugelige Theka und ein deutliches Apikalhorn aufweisende Art dieser Gattung ist nur durch zwei Individuen vertreten. Da das vorliegende Material kein einwandfreies Studium der Täfelung erlaubt, wird auf eine eingehendere Beschreibung verzichtet.

Vorkommen: Obereozän-Flysch 440; Horrenbach-Formation Ho175.

Ordnung HYSTRICHOSPHAERIDEA

Familie HYSTRICHOSPHAERIDAE WETZEL 1933

Gattung HYSTRICHOSPHAERA WETZEL 1933, restr. DEFLANDRE 1937

Hystrichosphaera? sp.indet.

Formen mit gefelderter Theka und Gürtelzone. Soweit noch erkennbar, gehen die stark beschädigten, gegabelten Anhänge von den Eckpunkten der Felder aus. Wahrscheinlich liegt *H. ramosa* (EHRENBERG) vor.

Vorkommen: Obereozän-Flysch 440; Horrenbach-Formation Ho175.

Gattung HYSTRICHOSPHAERIDIUM DEFLANDRE 1937, restr. EISENACK 1958

Hystrichosphaeridium tubiferum (EHRENBERG 1838)

Taf. I, Fig. 7 und 8

Xanthidium tubiferum EHRENBERG 1838, Kieselinfusorien und Infusorienkonglomerat Jastraba, Ungarn, Abh. k. Akad. Wiss. Berlin 1836: Taf. 1, Fig. 16. — *Hystrichosphaeridium tubiferum* (EHRENBERG); 1937, DEFLANDRE, microfossiles des silex crétacés, Ann. Paléont. 26: 71, pl. XIII, fig. 2, 4, 5.

In unserem Material sind Exemplare mit verhältnismässig breiten und kurzen Fortsätzen vorhanden, die distal kaum erkennbare Dornenspitzen aufweisen. Sie lassen sich mit der von GERLACH (1961: Taf. 28, Fig. 2) aus oligo-miozänen Ablagerungen Nordwestdeutschlands abgebildeten Form und dem aus dem ober-oligozänen Kasseler Meeressand stammenden Exemplar von BROSIUS (1963: Taf. 8, Bild 4) vergleichen.

Daneben finden sich Formen mit längeren, dünneren Anhängen, deren trichterförmige Enden zahlreiche deutliche, kleine Dornenspitzen zeigen und damit einen *H. complex* (WHITE) ähnlichen Habitus besitzen. Die Anhänge einzelner Exemplare lösen sich sogar distal in ziemlich weit ausladende Spitzen auf. Da diese jedoch ein haarähnliches Aussehen zeigen, handelt es sich wahrscheinlich um ausgefaserte, beschädigte Fortsätze, die keine Zuordnung zu *H. complex* (WHITE) rechtfertigen. *H. tubiferum* (EHRENBERG) ist aus kretazischen, oligozänen und miozänen Sedimenten bekannt (Übersicht in GERLACH 1961: 185; ferner EISENACK 1958: 401; BADOUX & WEIDMANN 1963: 520, Kreide-Flysch der Préalpes).

Vorkommen: Obereozän-Flysch R3, 440; Horrenbach-Formation Ho175; Gersterngraben-Formation G8.

Hystrichosphaeridium inodes KLUMPP 1953

Taf. I, Fig. 10

Hystrichosphaeridium inodes KLUMPP 1953, Mikrofossilien des mittleren und oberen Eozän, Palaeontographica A 103: 391, Taf. 18, Fig. 1 und 2.

Die helle feingranulierte Theka dieser Art ist doppelwandig. In der äusseren, faserig entwickelten Schicht wurzeln die strangartigen Anhänge, die distal trichterförmig erweitert und mehrfach gegabelt sind.

Die Spezies ist zuerst aus norddeutschen Eozän-Ablagerungen beschrieben worden und konnte seither in australischen Eozän-Sedimenten (DEFLANDRE & COOKSON 1955: 277, pl. 8, fig. 7) sowie in oligozänen (GERLACH 1961: 187, Taf. 28, Fig. 4 und 5; BROSIUS 1963: 40, Taf. 5, Bild 5) und miozänen Schichten (GERLACH 1961) Norddeutschlands gefunden werden.

Vorkommen: Horrenbach-Formation Ho175; möglicherweise findet sich die Art auch in anderen Proben, ein eindeutiger Nachweis ist jedoch auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes ausgeschlossen.

Hystrichosphaeridium spp. indet.

Leider sind bei einem grossen Teil der Individuen, die offensichtlich zu verschiedenen Arten der Gattung *Hystrichosphaeridium* gehören, die Fortsätze derart beschädigt, dass keine sichere spezifische Bestimmung mehr möglich ist.

Ein besser erhaltenes Einzelexemplar einer wahrscheinlich neuen Spezies ist in Fig. 9 abgebildet. Die Art zeigt Ähnlichkeit mit *H. salpingophorum* DEFLANDRE 1935 (vgl. DEFLANDRE 1937: 22, pl. 13, figs. 1 et 3). Im Gegensatz zu der hier abgebildeten Form besitzen jedoch die trichterförmig erweiterten Fortsätze von *H. salpingophorum* eine Öffnung von quadratischem Umriss. Die distal gerundeten Anhänge von *H. choanophorum* DEFLANDRE & COOKSON 1955 weisen eine ausgeprägtere Trichterform auf. Zudem ist *H. choanophorum* bedeutend kleiner. Andere Formen mit röhrenartigen Fortsätzen, die in $\pm$ stark durchbrochenen Trichtern enden, zeigen Ähnlichkeit mit *H. perforatum* GOCHT 1959.

Vorkommen: Beschädigte und spezifisch nicht mehr bestimmbare Formen der Gattung *Hystrichosphaeridium* finden sich in allen untersuchten Proben aus dem Obereozän-Flysch, den Sedimenten der Horrenbach-, Gersterngraben- und Ralligen-Formation.

Gattung BALTISPHAERIDIUM EISENACK 1958

Baltisphaeridium sp. cf. *B. densicomata* (MAIER 1959)

cf. *Galea densicomata* MAIER 1959, Planktonuntersuchungen in tertiären und quartären Sedimenten, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 107: 307, Taf. 29, Fig. 7 und 8. — cf. *Baltisphaeridium densicomata* (MAIER); GERLACH, 1961, Oligozän-Miozän Nordwestdeutschland, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 112: 193, Taf. 28, Fig. 3.

Hüllen mit kurzen, haarartigen Anhängen, die distal keine knopfartigen Verdickungen zeigen. Alle Exemplare weisen ein grosses, die ganze apikale Kalotte umfassendes Schlüpfloch auf, wodurch der Panzer einen halbkreisförmigen Umriss zeigt. Unsere Exemplare sind etwas kleiner als die von MAIER (1959) und GERLACH (1961) beschriebenen.

Vorkommen: Gersterngraben-Formation G4, R8; Ralligen-Formation RaE2.

Baltisphaeridium polyozon BROSIUS ?

Taf. I, Fig. 12

Baltisphaeridium polyozon BROSIUS 1963, Plankton aus dem Kasseler Meeressand, Z. dtsch. geol. Ges. 114: 45, Taf. 1, Bild 6, Taf. 6, Bild 5, Abb. 2a–d.

Einzelne der in unserem Material gefundenen, mit kräftigen, unregelmässigen Anhängen versehenen Exemplare dürften dieser Spezies angehören.

Da im vorliegenden Material viele beschädigte Hüllen vorkommen und es deshalb unklar ist, wie weit Individuen mit $\pm$ wirr gegabelten, geschlossenen Fortsätzen, wie das in Fig. 16–17 abgebildete Exemplar, noch diesem Formenkreis angehören, sind keine Aussagen über die tatsächliche Verbreitung innerhalb der untersuchten Ablagerungen möglich.

Vorkommen: Obereozän-Flysch 440.

***Baltisphaeridium* sp. A**

Taf. I, Fig. 11

Hystrichosphaeridium sp. indet. WEILER 1956? Dinoflagellaten etc. Tertiär Rheintalgraben, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 104: 141, Taf. 13, Fig. 2-3, Abb. 16-17.

Eine auf Grund der distal geschlossenen Anhänge zur Gattung *Baltisphaeridium* gehörende Spezies, die sich durch lange, dünne, am distalen Ende teilweise mit kleinen Häkchen versehene Fortsätze auszeichnet. Die gefundenen Exemplare zeigen Ähnlichkeit mit den von WEILER (1956) abgebildeten, aus mitteloiligozänen Ablagerungen des Rheintalgrabens stammenden Formen. Die von WEILER an der Basis der Anhänge festgestellte Striemung lässt sich z. T. auch an unseren Exemplaren beobachten. Die Grössenangaben von WEILER stimmen gut mit unseren Messungen überein. Sowohl die von WEILER damit verglichene Spezies *Hystrichosphaeridium intermedium* (WETZEL 1933), als auch *Baltisphaeridium machaerophorum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) sind kleiner als die vorliegende Art. Bei *B. machaerophorum* sind ausserdem alle Anhänge spitz auslaufend und nicht teilweise mit kleinen Häkchen versehen. Da alle Exemplare $\pm$ stark plattgedrückt sind, müssen für eine endgültige Beschreibung besser erhaltene Funde abgewartet werden.

Vorkommen: Obereozän-Flysch, Horrenbach-Formation, Gersterngraben-Formation, Ralligen-Formation in allen Proben $\pm$ häufig.

***Baltisphaeridium* sp. B**

Taf. I, Fig. 14

Die Art besitzt einen grossen, runden Zentralkörper mit zahlreichen kurzen, unregelmässig angeordneten Fortsätzen. Soweit sich an Hand des nicht sehr gut erhaltenen Materials beurteilen lässt, besitzen die an der Basis kaum erweiterten Anhänge nur teilweise am distalen Ende einzelne kleine Häkchen. Die mit der vorliegenden Art am ehesten vergleichbare Spezies *B. centropurpum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) ist kleiner und ihre Anhänge weisen nach DEFLANDRE & COOKSON distal 10 oder mehr kleine Dornenspitzen auf. Die basal erweiterten Fortsätze von *B. centropurpum* sollen zudem feine radiäre Fibrillen erkennen lassen.

Vorkommen: Horrenbach-Formation Ho175.

***Baltisphaeridium* sp. C**

Taf. I, Fig. 15

Der auffällig dickwandigen, granulierten Kapsel sitzen mit breiter Basis ziemlich kurze, dünne, glatte Anhänge auf, die distal meist in einem kleinen Doppelhaken endigen. Die Art zeigt Ähnlichkeit mit den von KLUMPP (1953: Taf. 17, Fig. 8-10) als *Hystrichosphaeridium tiara* KLUMPP 1953 abgebildeten Exemplaren. Die Spezies *H. tiara* ist hauptsächlich auf den Besitz des auch an unserem Material zu beobachtenden Pyloms gegründet. EISENACK (1960: 517) weist jedoch darauf hin, dass Schlüpflöcher bei Hystrichosphaerideen verbreitet sind und somit nicht artspezifisch sein können. Für *H. tiara* wird deshalb eine Neubearbeitung notwendig sein. Im vorliegenden Material liegt leider nur ein einziges gut erhaltenes Exemplar vor.

Vorkommen: Horrenbach-Formation Ho175.

Gattung TENUA EISENACK 1958

***Tenua* sp. indet.**

Ovale, ungefelderte, sehr kleine Hüllen, dicht bedeckt von sehr kurzen, massiven Anhängen.

Vorkommen: Gersterngraben-Formation R8, R9.

Familie PTEROSPERMOPSIDAE EISENACK 1954

Gattung THALASSIPHORA EISENACK 1960

Thalassiphora? sp.indet.

Organismen bestehend aus einem dunkel gefärbten Zentralkörper und einer weiten Flügelmembran. Eine sichere generische Bestimmung der gefundenen, meist zerrissenen und verfalteten Hüllen ist jedoch nicht möglich. Zentralkörper und Flügelmembran sind fein granuliert. In einem Fall weist der Zentralkörper eine wenig ausgeprägte, seitlich mit der Flügelmembran in Verbindung stehende Gürtelbinde auf, ähnlich wie dies die von EISENACK (1960) veröffentlichte Abbildung 3 von *T. pelagica* (EISENACK 1954) zeigt und GERLACH (1961: 209) für dieselbe Spezies erwähnt. Auch in bezug auf die Grösse stimmen unsere Exemplare mit *T. pelagica* überein. Der für die Art charakteristische kleine Zipfel am Hinterrand der Flügelmembran konnte jedoch an den beschädigten Hüllen nicht festgestellt werden.

Vorkommen: Obereozän-Flysch R3; Horrenbach-Formation Ho175.

In den untersuchten Proben sind noch weitere Formen vorhanden, darunter wahrscheinlich auch Arten, die den Gattungen *Hystriocholpoma* KLUMPP 1953, *Cyclonephelium* DEFLANDRE & COOKSON 1955 und *Chiropteridium* GOCHT 1960 angehören. Die plattgedrückten und offensichtlich z. T. abgebrochene und verbogene Anhänge aufweisenden Exemplare lassen jedoch z. T. auch keine generische Bestimmung zu.

Erwähnenswert sind seltene Formen, deren Zentralkörper eine von gabeligen Fortsätzen gestützte Flügellamelle? trägt (vgl. das 1961: Taf. 1, Fig. 2 abgebildete Exemplar). Da es sich um völlig flachgedrückte Individuen handelt, sind allerdings keine zuverlässigen Aussagen über Natur und Anordnung dieser Lamelle? möglich. Sie gehören wahrscheinlich in den Formenbereich der taxionomisch unklaren Gattung *Membranilarnax* WETZEL 1933 (vgl. dazu EISENACK 1959: 327–332).

2. Foraminiferen

2.1. Einleitung

Das vorliegende Kapitel befasst sich mit der Foraminiferen-Fauna des Oligozän-Flyschs (Horrenbach-Formation, Gersterngraben-Formation). Insgesamt sind 130 Mergelproben aus diesen Ablagerungen untersucht worden. In der folgenden Beschreibung richtet sich die Reihenfolge der Familien und Genera im wesentlichen nach der neuesten Klassifikation von CUSHMAN (1948). Kürzlich haben LOEBLICH & TAPPAN (1964) eine wesentlich stärker aufgegliederte neue Klassifikation veröffentlicht (enthält z. B. an Stelle der 50 Familien von CUSHMAN 1948 deren 96), wobei hauptsächlich der Wandstruktur der Foraminiferen grosse Bedeutung beigemessen wird. Da die vorliegende Arbeit vor allem stratigraphische Zwecke verfolgt, und um den Vergleich mit den Untersuchungen in benachbarten Gebieten nicht zu erschweren, wird hier im folgenden noch die Klassifikation von CUSHMAN angewendet. In der Synonymieliste ist jeweils nur die erste Beschreibung der betreffenden Art zitiert worden. Dort wo dies zum besseren Verständnis wünschenswert schien, wurde ausserdem noch eine neuere Veröffentlichung angeführt, die gute Abbildungen enthält. Zwecks besserer Vergleichsmöglichkeiten für zukünftige Untersuchungen finden sich in der vorliegenden Arbeit die wichtigsten Arten auf Tafel II und III dargestellt.

Herr Prof. HAGN hat dem Verfasser einen mehrwöchigen Aufenthalt am Institut für Paläontologie und historische Geologie in München ermöglicht und damit wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Hiefür sowie für die kritische Durchsicht meiner Bestimmungen möchte ich Herrn Prof. HAGN an dieser Stelle herzlich danken. Ebenfalls zu grossem Dank verpflichtet bin ich seinem Doktoranden H. G. LINDENBERG, der mir durch manchen wertvollen Ratschlag die Arbeit erleichtert hat.

2.2. Aufbereitungsmethoden

300–500 g gut getrocknete Mergel wurden mechanisch zerkleinert, mit H_2O_2 (35% auf die Hälfte verdünnt mit heissem Wasser; OERTLI 1956: 17) übergossen und während 30–60 Minuten im Abzug stehen gelassen. Hierauf wurde durch ein 0,1 mm Sieb ausgewaschen (zur Überprüfung der feineren Fraktion ist bei einigen Proben noch ein 0,06 mm Sieb davorgesetzt worden).

Da die Mikrofossilien nach dieser Aufbereitung meist noch stark von Sedimentmaterial überkrustet waren, sind die Schlämmrückstände anschliessend mit Desogen (Geigy; Lösung 10% = Originalkonzentration, Einwirkungsdauer 30 Minuten) oder Bradisol (Ciba; Lösung 10% = Originalkonzentration, Einwirkungsdauer 15 Minuten) behandelt worden (VERNIORY 1957: 118–122). Später wurde auch ein billigeres Produkt (Beloran, Ciba; gelbe Paste, Lösung von 15–20% angesetzt, Einwirkungszeit 30–60 Minuten; ECKERT 1963: 1007) verwendet. Nach der entsprechenden Reaktionszeit wurde durch dasselbe Sieb mit Wasser ausgewaschen und der Rückstand im Trockenschrank getrocknet.

2.3. Systematische Beschreibung

Familie AMMODISCIDAE

Es lassen sich vereinzelt nicht näher bestimmbare Spezies der Gattung *Ammodiscus* REUSS 1861 nachweisen.

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G6, 19.

Familie TEXTULARIIDAE

Gattung SPIROPLECTAMMINA CUSHMAN 1927

Spiroplectammina carinata (D'ORBIGNY)

Textularia carinata D'ORBIGNY 1846, Foram. Foss. Bass. Tert. de Vienne: 247, Taf. 14, Fig. 32–34. – *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY); 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 98, pl. 1, fig. 2.

Im untersuchten Material sind Exemplare ohne Flügelsaum viel häufiger als Formen mit einer deutlichen Carina. *S. carinata* wird u. a. von KAASSCHIETER (1961: 140) aus untereozänen Sedimenten erwähnt, und HAGN (1955: 351) weist darauf hin, dass die Art im Mediterrangebiet auch noch in rezenten Ablagerungen zu finden sei.

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 22, 27, 30.

Spiroplectammina sp. cf. *S. deperdita* (D'ORBIGNY)

cf. *Textularia deperdita* D'ORBIGNY 1846, Foram. Foss. Bass. Tert. de Vienne: 244, Taf. 14, Fig. 23–25. – cf. *Spiroplectammina carinata* var. *deperdita* (D'ORBIGNY); 1961, KAASSCHIETER, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 147: 140, pl. 1, fig. 13.

Ein einziges Exemplar zeigt deutlich niedrigere Kammern und nur schwach gebogene Suturen und lässt sich mit *S. dependita* vergleichen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung TEXTULARIA DEFRANCE 1824

Arten dieser Gattung in unserem Material sehr selten, spezifisch unbestimmbar.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Familie MILIOLIDAE

Im vorliegenden Material liess sich eine kleine Zahl von schlecht erhaltenen Exemplaren feststellen, darunter nicht näher bestimmbare Arten, die zu den Gattungen *Sigmoilina* SCHLUMBERGER 1887 [*Sigmoilina tenuis* (CZJZEK 1847) ?], *Spiroloculina* D'ORBIGNY 1826 und *Quinqueloculina* D'ORBIGNY 1826 gehören.

Horrenbach-Formation: Ho55 (29 Fig. 3), Ho68 (41 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: G1 (Taf. VII), 6, 7, 10, 12, G6, G7, 18, G8, 27.

Familie LAGENIDAE

Gattung ROBULUS MONTFORT 1808

Robulus sp.

Ziemlich selten finden sich schlecht erhaltene Exemplare, deren letzte Kammer meist abgebrochen ist und die keine spezifische Bestimmung erlauben.

Gersterngraben-Formation: 2 (Taf. VII), 7.

Gattung NODOSARIA LAMARCK 1812

Nodosaria sp.

Seltene, nicht näher bestimmbare Bruchstücke, die möglicherweise zu *Nodosaria longiscata* D'ORBIGNY 1846 gehören.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Nodosaria badenensis D'ORBIGNY

Taf. II, Fig. 1

Nodosaria badenensis D'ORBIGNY 1846. Foram. Foss. Bass. Tert. de Vienne: 38, Taf. 1, Fig. 34–35.

Unsere Exemplare zeigen einen kleinen Initialstachel. Die auffällige Art wird u. a. aus altersmässig als Rupélien datierten Ablagerungen der subalpinen Molasse Oberbayerns beschrieben (HAGN & HÖLZL 1952: 153). Aus der niederbayerischen Molasse ist die Art auch aus verschiedenen, zeitlich ins Rupélien, Chattien und Helvétien eingestuft Sedimenten bekannt (HAGN 1955: 332–334, 341).

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig. 3), Ho105 (28), Ho175 (8); Gersterngraben-Formation: G1 (Taf. VII), 7, 19.

Gattung LAGENA WALKER & JACOB 1798

Nicht häufig finden sich mehrere Arten der Gattung *Lagena*, darunter *Lagena* cf. *L. sulcata* (WALKER & JACOB 1798), *Lagena* cf. *L. hispida* REUSS 1863, *Lagena* cf. *L. hexagona* (WILLIAMSON 1848) und *Lagena* aff. *L. axiformis* MATTHES 1939.

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig. 3), Ho175 (8); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G2, 9, 19, 24, 28, 30, 289 (vgl. 4.25.).

Familie POLYMORPHINIDAE

Gattung GUTTULINA D'ORBIGNY 1839

Guttulina sp. cf. *G. problema* (D'ORBIGNY)

cf. *Polymorphina (Guttulina) problema* D'ORBIGNY 1826, Ann.Sc.Nat. 7: 266, No.14. — cf. *Guttulina problema* (D'ORBIGNY); 1930, CUSHMAN & OZAWA, Proc. US. Nat. Mus. 77/6: 19–22, pl. 2, figs. 1–6, pl. 3, figs. 1a–c.

Es liegt nur ein einziges gut erhaltenes Exemplar vor, das sich mit der seit der Kreide bekannten und auch rezent vorkommenden Spezies *G. problema* vergleichen lässt.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Familie NONIONIDAE

Gattung ELPHIDIUM MONTFORT 1808

Die seltenen, durchwegs schlecht erhaltenen Exemplare dürften mehreren Arten angehören. Einzelne Individuen zeigen Ähnlichkeit mit *E. hiltermanni* HAGN 1952 und *Elphidium antoninum* D'ORBIGNY 1846. Eine sichere spezifische Bestimmung ist jedoch nicht möglich.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G7, G8, 24.

Familie HETEROHELICIDAE

Gattung BOLIVINELLA CUSHMAN 1927

Bolivinella sp.

Vereinzelt schlecht erhaltene Exemplare und Bruchstücke.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung PLECTOFRONDICULARIA LIEBUS 1903

Plectofrondicularia sp. cf. *P. concava* LIEBUS

cf. *Plectofrondicularia concava* LIEBUS 1902, Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 52: 94, Taf. 5, Fig. 6a–d.

Der Typus von *P. concava* LIEBUS stammt aus den Promberger Schichten der bayerischen Molasse. Die Hauptverbreitung dieser Spezies liegt in altersmässig als Aquitanien datierten Ablagerungen. Die Art ist auch aus zeitlich ins Chattien eingestuftten Sedimenten nachgewiesen (HAGN & HÖLZL 1952: 165; HAGN 1955: 346). Eine ähnliche, jedoch etwas schlankere Art ist als *Plectofrondicularia mexicana* CUSHMAN 1926 aus unteroligozänen Ablagerungen Mexikos beschrieben.

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 26, 289 (vgl. 4.25.).

Plectofrondicularia sp. cf. *P. cookei* CUSHMAN

cf. *Plectofrondicularia cookei* CUSHMAN 1933, Cushm. Lab. Foram. Res. 9: 11, pl. 1, fig. 26.

Das für die Gattung *Plectofrondicularia* typische *Bolivina*-artige Anfangsstadium ist im durchfallenden Licht sehr deutlich zu beobachten. Unser Exemplar ist oben abgebrochen, lässt sich aber mit der von CUSHMAN (1933: 11; 1935: 34) beschriebenen Form aus dem Obereozän (Jackson-Formation) der USA (North Carolina, Texas) vergleichen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Plectofrondicularia sp. aff. *P. poststriata* HAGN

aff. *Plectofrondicularia poststriata* HAGN 1952, Geol. Bavarica 10: 165, Taf. 2, Fig. 8.

Die Art *P. poststriata* HAGN unterscheidet sich von *P. striata* (HANTKEN) vor allem dadurch, dass sie parallele abgestutzte Seitenränder besitzt und weniger Rippen aufweist. Der Typus von *P. poststriata* HAGN

stammt aus zeitlich als Burdigalien datierten Sedimenten der oberbayerischen Molasse. In altersmässig ins Aquitanien und Helvétien eingestuften Ablagerungen Oberbayerns kommt die Art ebenfalls vor, ist jedoch seltener.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Plectofrondicularia striata (HANTKEN)

Taf. II, Fig. 2

Flabellina striata HANTKEN 1875, Mitt. Jb. k. ungar. geol. Anst. 4: 43, Taf. 13, Fig. 13. — *Plectofrondicularia striata* (HANTKEN); 1902, LIEBUS, Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 52: 76–77, Textfig. 2.

Diese leicht kenntliche Art kommt u. a. in altersmässig ins obere Rupélien und Chattien gewiesenen Ablagerungen der subalpinen Molasse Oberbayerns vor (HAGN & HÖLZL 1952: 164–165). Die Art ist auch aus zeitlich ins Rupélien und Chattien eingestuften Sedimenten der niederbayerischen Molasse bekannt (HAGN 1955: 332, 333, 346).

Gersterngraben-Formation: 4 (Taf. VII), 7.

Gen. indet. spec. indet.

Vereinzelt finden sich sehr schlecht erhaltene Exemplare und Bruchstücke, die zu verschiedenen Gattungen und Arten gehören dürften, darunter die Gattung *Chiloquembelina* LOEBLICH & TAPPAN 1956. Eine genauere Bestimmung ist auf Grund des spärlichen und schlecht erhaltenen Materials, das mindestens teilweise aufgearbeitet sein dürfte, nicht möglich.

Horrenbach-Formation: Ho58 (21 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 4 (Taf. VII), 7, 13, G6, 18, 19.

Familie BULIMINIDAE

Gattung BULIMINA D'ORBIGNY 1826

Bulimina sp. cf. *B. alazanensis* CUSHMAN

cf. *Bulimina alazanensis* CUSHMAN 1927, J. Paleontology 1: 161, pl. 25, fig. 4. — 1947, CUSHMAN & PARKER, US Geol. Survey 210-D: 103, pl. 24, figs. 14–16.

B. alazanensis ist aus eozänen und oligozänen Ablagerungen bekannt (Mexiko, Eozän Cuba, Oligozän Cipero-formation Trinidad). Sehr ähnliche Formen werden allerdings aus pliozänen Sedimenten genannt, und auch rezent soll die Spezies vorkommen (CUSHMAN & PARKER 1947: 103; PHLEGER & PARKER 1951: 16, pl. 7, fig. 24, 29).

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Bulimina sculptilis CUSHMAN

Taf. II, Fig. 3

Bulimina sculptilis CUSHMAN 1923, US Geol. Survey Prof. Paper 133: 23, pl. 3, fig. 3. — 1947, CUSHMAN & PARKER, US Geol. Survey Prof. Paper 210-D: 103, pl. 24, figs. 12a–b.

Die dieser Art nahestehende *B. jacksonensis* CUSHMAN 1925 unterscheidet sich vor allem durch die geringere Zahl von Rippen, die zudem höher, blattartig und leicht gezähnt sind. *B. sculptilis* ist zuerst aus unteroligozänen Schichten des Mississippi-Gebiets beschrieben worden. Aus unteroligozänen Sedimenten Mexikos und von Häring im Tirol (HAGN 1960: 154) sowie aus Oligozän-Ablagerungen von Südrussland (SUBBOTINA N. N. 1953: 212, Taf. a, Fig. 17–19, Sbornik 6, VNIGRI, Trudy, n. s. 69) wird die Art ebenfalls erwähnt. Neben typischen Formen finden sich in unserem Material Exemplare mit stärker aufgetriebenen Kammern.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Bulimina* spp.**

In unseren Proben finden sich noch weitere Arten der Gattung *Bulimina*, die jedoch alle so schlecht erhalten sind, dass jegliche spezifische Bestimmung als fragwürdig gelten muss. Ein Bruchstück mit zahlreichen sehr feinen Rippen gehört möglicherweise zu *Bulimina arndti* HAGN 1952. Auch *Bulimina subtruncata* HAGN 1954 und *Bulimina alsatica* CUSHMAN & PARKER 1937 sind wahrscheinlich in unserem Material enthalten.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 28.

Gattung GLOBOBULIMINA CUSHMAN 1927

In unseren Proben sehr selten und spezifisch nicht bestimmbar.

Horrenbach-Formation: Ho102 (25 Fig. 3).

Gattung FURSENKOINA LOEBLICH & TAPPAN 1961

Ziemlich selten finden sich schlecht erhaltene Exemplare, die möglicherweise zu *F. schreibersiana* (CZJZEK 1847) gehören.

Horrenbach-Formation: Ho63 (39 Fig. 3).

Gattung BOLIVINA D'ORBIGNY 1839

***Bolivina alpina* LINDENBERG**

Bolivina alpina LINDENBERG 1965, Boll. Soc. Paleont. Italiana 4/1: 126, Abb. 24, 1–4.

Die kleine, berippte, *B. cookei* CUSHMAN 1922 ähnliche Spezies ist zusammen mit der nachfolgend erwähnten *B. koessenensis* LINDENBERG aus Ablagerungen oligozänen Alters aus dem Tirol (Kössen, Reit im Winkl) beschrieben.

Horrenbach-Formation: Ho40 (11 Fig. 3), Ho43 (19), Ho51 (20), Ho68 (41), Ho102 (25), Ho175 (8), 237 (MHS, Fig. 5); Gersterngraben-Formation: 6 (Taf. VII), 7, G7, 23, 24, 289 (vgl. 4.25.).

***Bolivina beyrichi* REUSS**

Taf. II, Fig. 5

Bolivina beyrichi REUSS 1851, Z. dtsch. geol. Ges. 3: 83, Taf. 6, Fig. 51. – 1937, CUSHMAN, Cushm. Lab. For. Res. Spec. Publ. 9: 74, pl. 9, figs. 3–6.

Die untersuchten Exemplare sind im allgemeinen etwas breiter und weniger lang als die von REUSS und CUSHMAN abgebildeten. Neben den ziemlich seltenen typischen Formen finden sich stellenweise sehr häufig Individuen mit besonders stark gezackter Peripherie. Einige Exemplare dürften bereits *B. beyrichi carinata* HANTKEN 1875 nahestehen. *B. beyrichi* ist erstmals aus dem Septarienton von Hermsdorf (Berlin) angeführt worden. Seither wurde sie von zahlreichen mitteloligozänen Lokalitäten Europas beschrieben (Hermsdorf, Freienwalde, Pietzpuhl, Mainzer Becken, Belgien, bayerische Molasse). HAGN zitiert die Art aus altersmässig ins Rupélien, Chattien und Aquitanien eingestuft Ablagerungen der subalpinen (HAGN & HÖLZL 1952: 170) und der flachliegenden Molasse (1955: 332–336). In den zeitlich den beiden erstgenannten Stufen äquivalenten Sedimenten soll sie stellenweise häufig, in den als Aquitanien datierten Schichten dagegen nur vereinzelt vorkommen und nicht typisch sein.

Horrenbach-Formation: Ho40 (11 Fig. 3), Ho68 (41), Ho70 (42), Ho91 (29); Gersterngraben-Formation: 289 (vgl. 4.25.), 7 (Taf. VII), 22, 30.

***Bolivina beyrichi bituminosa* SPANDEL**

Bolivina beyrichi REUSS var. *bituminosa* SPANDEL 1909, Ber. Offenbacher Ver. Natk. 43–50: 207, Taf. 1, Fig. 14. – 1937, CUSHMAN, Cushm. Lab. For. Res. Spec. Publ. 9: 75, pl. 8, fig. 32.

Die Unterart unterscheidet sich von *B. beyrichi* vor allem dadurch, dass sie kleiner ist und niedrigere Kammern hat. Im vorliegenden Material sehr selten.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Bolivina* sp.cf. *B.budensis* (HANTKEN)**

cf. *Textilaria budensis* HANTKEN 1875, Mitt. Jb.k. ungar.geol. Anst. 4: 67, Taf.15, Fig.1. — cf. *Bolivina budensis* (HANTKEN); 1937, CUSHMAN, Cushm.Lab.Foram. Res. Spec. Publ. 9: 47, pl.6, figs.21–23.

Von dieser Spezies, die sich mit der erstmals aus oligozänen Sedimenten Ungarns (Kleinzeller Tegel) beschriebenen *B.budensis* vergleichen lässt, liegt nur ein einziges Exemplar vor.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Bolivina* sp.cf. *B.elongata* HANTKEN**

Taf. II, Fig. 7

cf. *Bolivina elongata* HANTKEN 1875, Mitt. Jb.k. ungar.geol. Anst. 4: 65, Taf.7, Fig.14. — 1937, CUSHMAN, Cushm.Lab.Foram. Res. Spec. Publ. 9: 51, pl.6, figs.31–32.

Die meisten der vorliegenden Exemplare sind gegenüber der Originalabbildung von *B.elongata* HANTKEN und der Abbildung dieser Spezies in CUSHMAN (1937) etwas breiter, lassen sich im übrigen jedoch gut mit dieser Art vergleichen. *B.elongata* HANTKEN ist aus zeitlich ins Chattien und Rupélien eingestuftes Sedimenten (besonders typisch und häufig in altersmässig als Rupélien datierten Schichten) der oberbayrischen Molasse bekannt (HAGN & HÖLZL 1952: 171). In den Proben mit gut erhaltenen Benthos-Foraminiferen zusammen mit *B.koessenensis* LINDENBERG häufig.

Gersterngraben-Formation: 6 (Taf. VII), 7, G8, 19, 24.

***Bolivina koessenensis* LINDENBERG**

Taf. II, Fig. 6

Bolivina koessenensis LINDENBERG 1965, Boll. Soc. Paleont. Italiana 4/1: 124, Abb. 22, 1–12.

Die vorliegende Art ist die weitaus häufigste aller im untersuchten Material gefundenen Bolivinen. Lagenweise bildet die Spezies einen wichtigen und auffälligen Anteil der Benthos-Fauna. Nach Mitteilung von H. G. LINDENBERG, der durch biometrische Untersuchungen die Verwandtschaftsverhältnisse innerhalb der *Bolivina dilatata* REUSS und *Bolivina vaceki* SCHUBERT-Gruppe näher untersucht hat, ist die in diesen Formenbereich gehörende *B.koessenensis* eine für das Oligozän charakteristische Häufigkeitsform.

Gersterngraben-Formation: 6 (Taf. VII), 7, 10, 18, G8, 19, 24, 27, 289 (vgl. 4.25.), 452.

***Bolivina* sp.cf. *B.nobilis* HANTKEN**

cf. *Bolivina nobilis* HANTKEN 1875, Mitt. Jb.k. ungar.geol. Anst. 4: 65, Taf.15, Fig.4. — 1937, CUSHMAN, Cushm.Lab.Foram. Res. Spec. Publ. 9: 51, pl.7, figs.1–4.

Eine schlanke Art, die in den untersuchten Proben sehr selten ist.

Gersterngraben-Formation: 289 (vgl. 4.25.).

***Bolivina scalprata* SCHWAGER**

Bolivina scalprata SCHWAGER 1883, Palaeontographica 30: 114, Taf.25, Fig.12. — 1937, CUSHMAN, Cushm.Lab.Foram. Res. Spec. Publ. 9: 53, pl.7, figs.8–9.

Die Art ist aus eozänen Ablagerungen Ägyptens und Dalmatiens bekannt. Sie ist im vorliegenden Material ziemlich selten und wahrscheinlich aufgearbeitet.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Bolivina vaceki* SCHUBERT**

Bolivina vaceki SCHUBERT 1902, Beitr. Palaeont. Geol. Österreich, Wien 14: 25, Taf.1, Fig.29. — 1937, CUSHMAN, Cushm.Lab.Foram. Res. Spec. Publ. 9: 54, pl.8, fig.5.

Die Art ist im vorliegenden Material ziemlich selten. Bei allen Individuen ist die letzte Kammer abgebrochen. Neben typischen Exemplaren findet sich in den untersuchten Proben auch die etwas kleinere Unterart *Bolivina vaceki glabra* HAGN 1954, der die deutlichen feinen Längsrippen fehlen. *Bolivina vaceki* kommt in den obereozänen Stad- und Schimbergschiefern vor (ECKERT 1963: 1045) und dürfte im vorliegenden Material aufgearbeitet sein.

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig.3); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G5A, G10.

***Bolivina* spp.**

In den untersuchten Proben finden sich noch weitere *Bolivina*-Spezies, die sich wegen ihres spärlichen Auftretens und ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht näher bestimmen lassen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 11, 15, 18, G8, 19, 22, 23, 27, 28, 30, 289 (vgl. 4.25.), 452.

Gattung TRITUBULOGENERINA HOWE 1939

***Tritubulogenerina* sp.**

Nicht häufig finden sich triseriale Gehäuse, die nach einer Färbung mit Malachitgrün deutlich zahlreiche kleine Tubuli erkennen lassen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung REUSSELLA GALLOWAY 1933

***Reussella* sp.**

Sehr selten und schlecht erhalten.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung UVIGERINA D'ORBIGNY 1826

***Uvigerina* sp. cf. *U. hantkeni* CUSHMAN & EDWARDS**

cf. *Uvigerina pygmaea* HANTKEN 1875 (non D'ORBIGNY), Mitt. Jb. k. ungar. geol. Anst. 4: 62, Taf. 7, Fig. 4. — cf. *Uvigerina hantkeni* CUSHMAN & EDWARDS 1937, Cushm. Lab. For. Res. 13: 60, pl. 8, figs. 15–16.

U. hantkeni ist erstmals aus Oligozän-Sedimenten Ungarns beschrieben worden.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Uvigerina* sp. aff. *U. mantaensis* CUSHMAN & EDWARDS**

aff. *Uvigerina mantaensis* CUSHMAN & EDWARDS 1938, Cushm. Lab. For. Res. 14: 84, pl. 14, fig. 8.

Die vorliegende Art zeigt Ähnlichkeit mit der aus ?oligozänen Ablagerungen von Manta (Ecuador) beschriebenen Spezies.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Uvigerina* spp.**

Ziemlich häufig finden sich noch weitere gestreifte bis berippte, sehr schlecht erhaltene *Uvigerinen*. Auf Grund des vorliegenden Materials ist keine spezifische Bestimmung möglich.

Horrenbach-Formation: Ho65 (40 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G2, G5A, 19, 20, G10, 452 (vgl. 4.25.).

Gattung ANGULOGERINA CUSHMAN 1927

***Angulogerina* sp. aff. *A. gracilis* (REUSS)**

Taf. II, Fig. 8

aff. *Uvigerina gracilis* REUSS 1851, Z. dtsch. geol. Ges. 3: 77, Taf. 5, Fig. 39a–b. — 1938, CUSHMAN & EDWARDS, Cushm. Lab. For. Res. 14: 74, pl. 13, figs. 3–6. — aff. *Angulogerina gracilis* (REUSS); 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 134, pl. 6, figs. 1–2.

Die gefundene Art ist in den untersuchten Proben z. T. häufig. Sie zeigt Ähnlichkeit mit *Angulogerina gracilis*, die nach den bisherigen Kenntnissen eine grosse morphologische Variationsbreite aufweist. *A. gracilis* wird von mehreren mitteloligozänen Lokalitäten Europas erwähnt (Hermisdorf b. Berlin, Pietzpuhl, Offenbach, Kassel, Rupélieu Belgien).

Horrenbach-Formation: Ho38 (12 Fig. 3), Ho68 (41), 210 (625.320/177.650); Gersterngraben-Formation: 6 (Taf. VII), 7, 18, G8, 19, 26, 289 (vgl. 4.25.).

Angulogerina sp. aff. *A. oligocaenica* (ANDREAE)

Taf. II, Fig. 9

aff. *Uvigerina oligocaenica* ANDREAE 1894, Ber. Senckenberg. natf. Ges.: 50, Textfig. 1. — aff. *Angulogerina gracilis* var. *oligocaenica* (ANDREAE); 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 135, pl. 6, fig. 3.

A. oligocaenica ist aus dem deutschen Septarien-Ton und den «Argiles de Boom» (Typus des Rupélien) bekannt.

Horrenbach-Formation: Ho39 (11 Fig. 3), Ho51 (20), Ho58 (21), Ho68 (41), Ho80 (35); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 10, 18, 19, 22, 23, 24, 289 (vgl. 4.25.).

Angulogerina sp. aff. *A. germanica* CUSHMAN & EDWARDS

aff. *Angulogerina germanica* CUSHMAN & EDWARDS 1938, Cushm. Lab. Foram. Res. 14: 85, pl. 15, figs. 14–16.

A. germanica unterscheidet sich von *A. oligocaenica* durch ihre ausgesprochen unregelmässige Ornamentation, die dadurch entsteht, dass die einzelnen Längsrippen einer Kammer keine direkte Fortsetzung auf der nächsten Kammer haben. Die Art zeigt einen eckigen Querschnitt. Der Typus von *A. germanica* stammt aus unteroligozänen Sedimenten Magdeburgs. Die Art ist auch aus den «Argiles de Boom» (Rupélien) sowie aus oligozänen Ablagerungen von Kassel, Pietzpuhl und Ratigen bei Düsseldorf beschrieben.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G5B.

Angulogerina muralis (TERQUEM)

Uvigerina muralis TERQUEM 1882, Mém. Soc. géol. France 3: 119, pl. 12, figs. 26–29. — *Angulogerina muralis* (TERQUEM); 1937, CUSHMAN & EDWARDS, Cushm. Lab. Foram. Res. 13: 55, pl. 8, figs. 3–5.

Ziemlich selten finden sich typische Exemplare dieser Art. Wahrscheinlich handelt es sich um aufgearbeitete Individuen aus Ablagerungen eozänen Alters.

Gersterngraben-Formation: 30 (Taf. VII).

Gattung STILOSTOMELLA GUPPY 1894

Unter den zumeist beschädigten und teilweise nur in Bruchstücken vorhandenen Exemplaren befinden sich Formen, die *S. adolphina* (D'ORBIGNY 1846) und *S. spinescens* (REUSS 1851) nahestehen.

Horrenbach Formation: Ho51 (20 Fig. 3), Ho68 (41), Ho81 (34), Ho103 (27); Gersterngraben Formation: G1 (Taf. VII), 7, 11, G7, 18, G8, 19, 289 (vgl. 4.25.).

Familie ROTALIIDAE

Gattung PARAROTALIA LE CALVEZ 1949

Pararotalia curryi LOEBLICH & TAPPAN

Taf. III, Fig. 12–14

Rotalia canui CUSHMAN 1928, Bull. Soc. Sc. Seine-et-Oise sér. 2, 8: 55, pl. 3, fig. 2 (nur Exempl. Oligozän Pariser Becken). — 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 168, pl. 12, figs. 5–7. — *Pararotalia curryi* LOEBLICH & TAPPAN 1957, Smithsonian Misc. Coll. 135: 13, pl. 3, figs. 5–7.

Die Art ist im Oligozän verbreitet, kommt aber auch im Eozän vor. Im untersuchten Material ist *P. curryi* stellenweise häufig.

Gersterngraben Formation: G1 (Taf. VII), 7, G2, 18, G8.

Gattung VALVULINERIA CUSHMAN 1926

Valvulineria sp.

Nicht sehr häufig finden sich schlecht erhaltene Exemplare, die möglicherweise zu *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY 1850) gehören.

Gersterngraben Formation: 7 (Taf. VII)

Gattung GYROIDINOIDES BROTZEN 1942

Gyroidinoides girardanus (REUSS)

Rotalina girardana REUSS 1851, Z. dtsh. geol. Ges. 3: 73, Taf. 5, Fig. 34. — *Gyroidinoides girardana* (REUSS); 1953, BECKMANN, Eclogae geol. Helv. 46: 382, Taf. 23, Fig. 23.

Die Art ist im Eozän und Oligozän weit verbreitet. Ähnliche Formen kommen auch noch rezent vor. Gersterngraben Formation: 7 (Taf. VII), G8, 25, 28, 30.

Gattung EPONIDES MONTFORT 1808

Eponides sp. aff. *E. trochiformis* (ANDREAE)

Taf. III, Fig. 15–16

aff. *Pulvinulina trochiformis* ANDREAE 1884, Abh. geol. Spec.-Karte Elsass-Lothringen 2: 216, Taf. 8, Fig. 14a–c.

Die im untersuchten Material gefundene auffällige Art zeigt grosse Ähnlichkeit mit *E. trochiformis* aus den oligozänen Ablagerungen von Lobsann (Elsass). Unsere Exemplare besitzen jedoch in der Umbilical-Region einen nur wenig hochgewölbten Pfropfen aus hyalinem Material, während die Elsässer Art dort eine Vertiefung zeigt. Dieselbe Spezies soll auch in anderen Oligozänablagerungen, u. a. in Oligozän-Sedimenten von Reit im Winkl, vorkommen (mündl. Mitt. H. G. LINDENBERG).

Gersterngraben-Formation: 6 (Taf. VII), 7, 20.

Eponides sp.

Seltene, nicht näher bestimmbare Exemplare, wovon einzelne möglicherweise zur Gruppe *E. schreibersii* (D'ORBIGNY 1846) gehören.

Horrenbach-Formation: Ho57 (21 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 2 (Taf. VII), 7, 11.

Gattung ALABAMINA TOULMIN 1941

Alabamina perlata (ANDREAE)

Pulvinulina perlata ANDREAE 1884, Abh. geol. Spec.-Karte Elsass-Lothringen 2: 216, Taf. 8, Fig. 12.

Im vorliegenden Material ziemlich selten.

Gersterngraben-Formation: 5 (Taf. VII), 7, G5B.

Gattung CANCRIS MONTFORT 1808

Cancris turgidus CUSHMAN & TODD

Taf. II, Fig. 10–11

Cancris turgidus CUSHMAN & TODD 1942, Cushman Lab. Foram. Res. 18: 92, pl. 24, figs. 3, 4.

Der Typus dieser Art stammt aus oberoligozänen Schichten von Kassel. Aus unteroligozänen Sedimenten von Magdeburg und Lattorf sowie aus Oligozän-Ablagerungen Belgiens (BATJES 1958: 149) wird die Spezies ebenfalls erwähnt. HAGN (1955: 331, 334–336, 345, 348) hat die Art in der bayerischen Molasse in zeitlich ins Rupélien, Chattien und Aquitanien eingestuft Sedimenten gefunden. In den als Aquitanien datierten Schichten soll die Art allerdings spärlich sein. KAASSCHIETER (1961: 213, pl. 12, figs. 6–8) erwähnt die Spezies als synonym mit *Cancris subconicus* (TERQUEM 1882), wobei diese Art bereits aus untereozänen Ablagerungen nachgewiesen ist.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Familie AMPHISTEGINIDAE

Gattung ASTERIGERINA D'ORBIGNY 1839

Asterigerina praeplanorbis HAGN

Taf. III, Fig. 17–18

Asterigerina praeplanorbis HAGN 1955, Z. dtsh. geol. Ges. 105: 348, Taf. 10, Fig. 9.

Die Art ist erstmals aus altersmässig ins obere Rupélien (Asterigerinenhorizont) eingestuften Schichten der bayerischen Molasse beschrieben worden.

Gersterngraben-Formation: G1 (Taf. VII), 4, 7, G8, 19.

Familie CAUCASINIDAE

Gattung CAUCASINA KHALILOV 1951

Caucasina schischkinskayae (SAMOYLOVA)

Taf. II, Fig. 4

Bulimina schischkinskayae SAMOYLOVA 1947, Byull. Moskov. Obsheh. Ispyt. Prirody, otdel. geol., v. 22, no. 4: 82, fig. 10. — *Caucasina schischkinskayae* (SAMOYLOVA); 1964, LOEBLICH & TAPPAN, Tulane Studies Geol. 2/3: 78, fig. 1–4.

Relativ selten finden sich im vorliegenden Material Formen, die gut mit dieser namentlich aus oligozänen und miozänen Ablagerungen der USSR beschriebenen Art übereinstimmen.

Gersterngraben-Formation: 18 (Taf. VII), G8, 27, 289 (vgl. 4.25.).

Familie CASSIDULINIDAE

Gattung CASSIDULINA D'ORBIGNY 1826

Cassidulina crassa D'ORBIGNY

Cassidulina crassa D'ORBIGNY 1839, Foram. Amér. Mérid.: 56, pl. 7, figs. 18–20. — 1949, CUSHMAN, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 111: 49, pl. 10, fig. 2.

In der bayerischen Molasse ist die Art von den altersmässig ins Rupélien bis zu den zeitlich ins Helvétien eingestuften Ablagerungen nachgewiesen (HAGN & HÖLZL 1952: 181; HAGN 1955: 331–334, 336, 340–342). Rezent im Atlantik weit verbreitet (PHLEGER & PARKER 1951: 26).

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G8, 19, 289 (vgl. 4.25.).

Cassidulina sp. cf. *C. subglobosa* BRADY

cf. *Cassidulina subglobosa* BRADY 1881, Quart. J. Micr. Sc. 21: 30. — 1884, BRADY, Rept. Voy. Challenger, Zool. 9: 430, pl. 54, figs. 17a–c.

Die Art ist *C. crassa* ähnlich, besitzt jedoch im Vergleich zu jener Spezies eine besser gerundete, kugelige Gestalt. Nach BATJES (1958: 138) kommt *C. subglobosa* in den oberoligozänen Sedimenten von Astrup, im Septarienton von Pietzpuhl und in den «Argiles de Boom» (Rupélien) vor. Die Spezies ist rezent weltweit verbreitet (SAID 1950; PHLEGER & PARKER 1951: 27; BANDY & ARNAL 1957: 2050).

Horrenbach-Formation: Ho57 (21 Fig. 3), Ho172 (7).

Familie CHILOSTOMELLIDAE

Gattung PULLENIA PARKER & JONES 1862

Pullenia quinqueloba (REUSS)

Nomionina quinqueloba REUSS 1851, Z. dtsch. geol. Ges. 3: 71, Taf. 5, Fig. 31. — *Pullenia quinqueloba* (REUSS); 1942, CUSHMAN & TODD, Cushman Lab. Foram. Res. 19: 10, pl. 2, fig. 5, pl. 3, fig. 8.

In unseren Proben sehr selten.

Gersterngraben-Formation: 18 (Taf. VII).

Familie HANTKENINIDAE

Gattung GLOBANOMALINA HAQUE 1956

Globanomalina micra (COLE)

Nonion micrus COLE 1927, Bull. Amer. Paleont. 14 no. 51: 22, pl. 5, fig. 12. — *Pseudohastigerina micra* (COLE); 1962, EAMES & al., Fundamentals Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation: 100, pl. XI, figs. J–O. — *Globanomalina micra* (COLE); 1956, HAQUE, Palaeont. Pakistanica 1: 147.

Selten finden sich Exemplare dieser Art, die wahrscheinlich aufgearbeitet sind.
Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G2, 10, 14.

Familie GLOBIGERINIDAE

Gattung GLOBIGERINA D'ORBIGNY 1826

Globigerina sp. aff. *G. ampliapertura* BOLLI

aff. *G. ampliapertura* BOLLI 1957, US Nat. Mus. Bull. 215: 108, 164, pl. 22, figs. 4a–7b, pl. 36, figs. 8a–c.

Sehr selten finden sich Exemplare mit einer sehr hohen Apertur und einer niedrigen Trochospirale, die Ähnlichkeit mit *G. ampliapertura* zeigen. Eine sichere Bestimmung ist auf Grund des spärlichen und zudem schlecht erhaltenen Materials nicht möglich.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Globigerina spp.

Taf. III, Fig. 19–21, Fig. 24–26

Sehr häufig sind kleine (z. T. unter 100 μ), schwierig zu bestimmende Globigerinen. Sie bilden mengenmässig einen bedeutenden Anteil der Gesamtfaua. Exemplare mit einem kleinen, wenig tiefen, rechteckförmigen Umbilicus zeigen grosse Ähnlichkeit mit *G. officinalis* SUBBOTINA 1953. Weiter finden sich Individuen mit einem tieferen Umbilicus und einer regelmässigeren und höheren Apertur. Jene Exemplare gehören vermutlich zu *G. praebulloides leroyi* BLOW & BANNER 1962.

Oft lassen sich die beiden Formen jedoch kaum voneinander unterscheiden, und die Frage, ob hier wirklich zwei Arten vorliegen oder nur eine Spezies mit einem entsprechenden Variationsbereich, kann auf Grund des nur mässig erhaltenen Materials nicht eindeutig beantwortet werden.

Horrenbach-Formation: 210 (Koord. 625.320/177.650), 238 (MHS Fig. 5); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 10, 14, 17, G7, 18, G8, 19, 22, 23, 25, 26, 28, 525a (625.270/178.160), 289 (vgl. 4.25.).

Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE

Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE 1923, Louisiana Dept. Cons., Geol. Bull. 2: 74, pl. 10, fig. 7.

Die ebenfalls kleine Art ist gekennzeichnet durch einen grossen quadratischen Umbilicus und eine hohe Trochospirale. Die Spezies ist in den untersuchten Proben bedeutend weniger häufig als *G. cf. G. officinalis* und *G. cf. G. praebulloides leroyi*.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Globigerina sp. cf. *G. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN

cf. *G. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN 1929, J. Paleontology 3: 408, pl. 43, figs. 1a–b.

Die meisten der vorliegenden Exemplare zeigen über der Apertur die für *G. yeguaensis* typische lippenartige Ausstülpung der letzten Kammer. Neben Individuen, die im letzten Umgang $3\frac{1}{2} \pm$ kugelige Kammern besitzen, finden sich auch solche mit 4 abgeplatteten Kammern, die z. T. Ähnlichkeit zeigen mit dem von BOLLI (in BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN 1957: pl. 35, figs. 14a–c) abgebildeten Exemplar. Die Art ist in den untersuchten Proben ziemlich häufig. Allgemeine stratigraphische Verbreitung Mitteleozän–Oligozän.

Horrenbach-Formation: Ho57 (21 Fig. 3); Gersterngraben-Formation: 6 (Taf. VII), 7, 18, G8, 19, 24, 289 (vgl. 4.25.).

Gattung CATAPSYDRAX BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN 1957

Catapsydrax sp. cf. *C. dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ)

cf. *Globigerina dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ 1937, Cushman Lab. Foram. Res. 13: 25, pl. 3, figs. 4–6. – cf. *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ); 1957, BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, US Nat. Mus. Bull. 215: 36, pl. 7, figs. 6a–8c.

Selten finden sich schlecht erhaltene Exemplare, die sich mit Vorbehalt *C. dissimilis* zuordnen lassen.
Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung GLOBIGERINITA BRÖNNIMANN 1959

Globigerinita martini BLOW & BANNER

Taf. III, Fig. 22–23

Globigerinita martini BLOW & BANNER 1962, EAMES & al., Fundamentals Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation: 110–112, pl. XIV, figs. V–X.

Diese sehr kleine Art weist eine stark aufgetriebene Bulla auf. Die vorliegenden Exemplare zeigen eine niedrige akzessorische Apertur und dürften zur Unterart *G. martini scandretti* BLOW & BANNER 1962 gehören. Diese Subspezies ist bis heute nur aus dem Oligozän bekannt.

Horrenbach-Formation: Ho68 (41 Fig. 3), 237 (MHS Fig. 5); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), G8, 18, 19, 22, 23, 26, 252a (625.270/178.160), 289 (vgl. 4.25.).

Globigerinita sp. cf. *G. pera* (TODD)

cf. *Globigerina pera* TODD 1957, US Geol. Survey, Prof. Paper 280-H: 301, pl. 70, figs. 10–11. – cf. *Globigerinita pera* (TODD); 1962, BLOW & BANNER, EAMES & al., Fundamentals Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation: 112, pl. XIV, figs. E–H.

Einzelne Individuen zeigen eine ähnliche Ausbildung der Bulla wie die von ECKERT (1963: Taf. V Fig. 7a–c) in den obereozänen Stad- und Schimbergschiefern gefundenen Exemplare. *G. cf. pera* ist in den untersuchten Proben selten.

Horrenbach-Formation: 210 (625.320/177.650); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 23, 28.

Gattung GLOBOROTALOIDES BOLLI 1957

Globorotaloides suteri BOLLI

Taf. III, Fig. 27–32

Globorotaloides suteri BOLLI 1957, US Nat. Mus. Bull. 215: 117, pl. 23, figs. 9a–13b, pl. 37, figs. 10a–12.

Globorotalia-ähnliche Formen, die jedoch $\pm$ kugelig ausgebildete Kammern und eine interiomarginale, annähernd umbilicale Mündung besitzen. *G. suteri* ist seit dem oberen Mitteleozän nachgewiesen und ist im Oligozän verbreitet. Aus dem obersten Oligozän und aus dem unteren Miozän sind ähnliche Formen bekannt.

Horrenbach-Formation: Ho38 (12 Fig. 3), Ho102 (25); Gersterngraben-Formation: 5 (Taf. VII), 6, 7, 14, G5A, 18, G8, 19, 20, 22, 24, 26, 452 (vgl. 4.25.).

Familie GLOBOROTALIIDAE

Gattung GLOBOROTALIA CUSHMAN 1927

Globorotalia opima nana BOLLI

Globorotalia opima nana BOLLI 1957, US Nat. Mus. Bull. 215: 118, pl. 28, figs. 3a–c.

Diese weit verbreitete und seit dem Mitteleozän vorkommende Art ist im vorliegenden Material verhältnismässig selten.

Gersterngraben-Formation: 19 (Taf. VII), 18, G8, 23, 28, 289 (vgl. 4.25.).

***Globorotalia* sp. cf. *G. permicra* BLOW & BANNER**

cf. *Globorotalia permicra* BLOW & BANNER 1962, EAMES & al., Fundamentals Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation: 120, pl. VII, figs. N–P.

Selten finden sich Exemplare, die sich mit *G. permicra* vergleichen lassen. *G. permicra* ist seit dem Ober-eozän bekannt und kommt vor allem im Oligozän vor.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 25.

***Globorotalia* sp. aff. *G. postcretacea* (MYATLIUK)**

aff. *Globigerina postcretacea* MYATLIUK 1950, Mikrofauna USSR Sb. IV: 280, Taf. 4, Fig. 3a–b. – aff. *Globorotalia postcretacea* (MYATLIUK); 1962, EAMES & al., Fundamentals Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation: 120, pl. XII, figs. G–J.

Selten kommen sehr schlecht erhaltene Exemplare vor, die Ähnlichkeit mit *G. postcretacea* zeigen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Familie ANOMALINIDAE

Gattung ANOMALINOIDES BROTZEN 1942

***Anomalinoides* sp. cf. *A. affinis* (HANTKEN)**

cf. *Pulvinulina affinis* HANTKEN 1875, Mitt. Jb. k. ungar. geol. Anst. 4: 78, Taf. 10, Fig. 6a–b.

Einige ziemlich schlecht erhaltene Exemplare dürften dieser erstmals aus dem Oligozän Ungarns beschriebenen Art nahestehen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

***Anomalinoides* sp.**

Im vorliegenden Material finden sich noch weitere Arten der Gattung *Anomalinoides*, darunter Formen, die vermutlich zu *A. dalmatinus* VAN BELLEN 1941 gehören.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung QUERALTINA MARIE 1950

***Queraltina epistominoides* MARIE**

Queraltina epistominoides MARIE 1950, Bull. Soc. géol. France, Paris sér. 5, vol. 20: 74, 75, fig. 1–3, 8–9.

In den vorliegenden Proben sehr selten.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung PLANULINA D'ORBIGNY 1826

***Planulina* sp.**

Selten finden sich ausgesprochen flache Formen mit leicht rückwärts gekrümmten Kammersuturen und grob perforater Wand. Die untersuchten Exemplare zeigen grosse Ähnlichkeit mit *P. venezuelana* NUTTALL 1935, weisen jedoch im letzten Umgang weniger Kammern auf und besitzen nur verdickte, aber nicht erhöhte Suturen. Auch die von HAGN (1956: 179, Taf. 17, Fig. 5a–b) als *Planulina compressa* (HANTKEN 1875) beschriebenen Formen aus den obereozänen Ablagerungen von Varignano dürften den vorliegenden Exemplaren nahestehen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Gattung CIBICIDES MONTFORT 1808

***Cibicides amphisyliensis* (ANDREAE)**

Truncatulina amphisyliensis ANDREAE 1884, Abh. geol. Spec.-Karte Elsass-Lothringen 2: 255, Taf. 10, Fig. 30a–c.

Die untersuchten Exemplare sind z.T. etwas grösser als die Elsässer Formen, stimmen im übrigen jedoch gut mit der Beschreibung und den Abbildungen des Typus überein.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII), 19.

Cibicides sp.cf. *C.lobatulus* (WALKER & JACOB)

cf. *Nautilus lobatulus* WALKER & JACOB 1798, Adam's Essays on the microscope 2: 642, Taf.14, Fig.36. — cf. *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB); 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 153, pl.9, figs.7, 8.

Es werden hier alle Exemplare mit ausgeprägt gelappter Peripherie und z.T. leicht konkaver Dorsal-seite zusammengefasst. Einzelne Formen mit einem besonders breiten hyalinen Kiel und geringer Kammerzahl stehen *Cibicides carinatus* (TERQUEM 1882) nahe.

Horrenbach-Formation: Ho38 (12 Fig.3); Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Cibicides dalmatinus VAN BELLEN

Truncatulina dutemplei REUSS (non D'ORBIGNY) 1866, Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl. 25: 160, Taf. 4, Fig.16. — *Cibicides dalmatinus* VAN BELLEN 1941, K. nederl. Akad. Wetensch., Proc. Amsterdam 44: 1002, Fig.30.

Die Art unterscheidet sich von *C. dutemplei* (D'ORBIGNY 1846) durch die grössere Kammerzahl im letzten Umgang, durch die stärker gebogenen Kammersuturen und die stärkere Entwicklung von sekundärem Schalenmaterial.

Gersterngraben Formation: 7 (Taf. VII).

Cibicides sp.cf. *C. dutemplei* (D'ORBIGNY)

cf. *Rotalina dutemplei* D'ORBIGNY 1846, Foram. Foss. Vienne: 157, pl.8, figs.19–21. — cf. *Cibicides dutemplei* (D'ORBIGNY); 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 150, pl.9, figs.9a–c.

Seltener kommen Individuen vor, die sich mit *C. dutemplei* vergleichen lassen.

Gersterngraben-Formation: 7 (Taf. VII).

Cibicides sp.cf. *tenellus* (REUSS)

cf. *Truncatulina tenella* REUSS 1865, Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien 50: 477, Taf.5, Fig.6. — cf. *Cibicides tenellus* (REUSS); 1958, BATJES, Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg. Bruxelles 143: 151, pl.9, figs.3–4.

Selten finden sich Exemplare, die einen deutlichen Knopf zeigen und *C. tenellus* nahestehen.

Gersterngraben-Formation: 2 (Taf. VII), 6, 7, 17, 24.

3. Ostrakoden

3.1. Einleitung

Nach Schlämmen mittels der im vorangehenden Kapitel erwähnten Methoden liessen sich im Schlammrückstand von 26 der insgesamt 27 untersuchten Proben aus den Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse (Ralligen-Formation) des Gebiets zwischen Thunersee und Eriz Ostrakoden nachweisen. Die Fauna besteht aus 10 Arten (9 näher beschrieben und *Loxoconcha* sp.). Ausserdem liegen in Bruchstücken, die auch generisch nicht bestimmbar sind, Formen der Familie *Cyprididae* BAIRD vor. Die Assoziation ist von zahlreichen Lokalitäten der subalpinen Unteren Meeresmolasse bekannt (vgl. 5.19.) und ist bereits in einer früheren

Arbeit ausführlich beschrieben worden (SCHERER 1964). Nachfolgend werden die verschiedenen Spezies kurz charakterisiert und die wichtigsten Arten auf Tafel IV abgebildet.

Ich möchte auch an dieser Stelle Dr. H. J. OERTLI, Pau, der mir einen Aufenthalt im Centre de Recherches der Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine ermöglichte und mir durch seine wertvollen Ratschläge die Arbeit erleichterte, herzlich danken.

3.2. Systematische Beschreibung

Ordnung PODOCOPIDA Sars 1866

Familie CYTHERIDEIDAE Sars 1925

Gattung CYTHERIDEA Bosquet 1852

Cytheridea ventricosa GOERLICH 1953

Taf. IV, Fig. 16–17

- 1953 *Cytheridea ventricosa* n.sp. — GOERLICH: *Cytherideinae* Bayerns: 136 f., Taf. 4, 5, Fig. 36–39
1956 *Cytheridea ventricosa* GOERLICH. — OERTLI: Ostrakoden Schweizer Molasse: 68–69, Taf. 8, Fig. 211–219
1962 *Cytheridea ventricosa* GOERLICH. — EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116
1964 *Cytheridea ventricosa* GOERLICH. — SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 15, Taf. 2, Fig. 4–6

Die Art ist vor allem durch das schwach nach unten gebogene Hinterende (wodurch der Ventralrand hinten leicht konkav verläuft) und die zahlreiche, relativ kleine Grübchen aufweisende Oberfläche gekennzeichnet. Die Dorsalansicht zeigt einen breit ovalen Umriss mit nahezu parallelen Seitenrändern.

Vorkommen: Ralligen-Formation RaE2 (= Typus-Profil), 309, 310, 312, 313 (vgl. Fig. 20); Untere Meeresmolasse bei La Holena, Gross Schwand und Riv. du Stoutz (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse des Entlebachs E Steinibach, mehrere Lokalitäten (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Tongrube Grisigen bei Horw (vgl. OERTLI 1956); Eugst ob Weissbad (AI, vgl. OERTLI 1956); Oligozän-Molasse Bayerns (GOERLICH 1953).

Gattung EUCYTHERIDEA BRONSTEIN 1930

Eucytheridea reticulata GOERLICH 1953

Taf. IV, Fig. 18–19

- 1953 *Cytheridea (Eucytheridea) reticulata* n.sp. — GOERLICH: *Cytherideinae* Bayerns: 137 f., Taf. 5, Fig. 40–42
1956 *Eucytheridea cf. reticulata* GOERLICH. — OERTLI: Ostrakoden Schweizer Molasse: 42, Taf. 3, Fig. 71–72
1963 *Eucytheridea reticulata* GOERLICH. — VAN DEN BOLD: *Eucytheridea*, Oberoligozän Niederrheinische Bucht: 113–116
1964 *Eucytheridea reticulata* GOERLICH. — SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 17, Taf. 2, Fig. 7–9

Die Schalenoberfläche zeigt verhältnismässig grosse, eng aneinandergereihte Grübchen. Das Gehäuse besitzt ein stumpf dreieckförmiges Hinterende.

Vorkommen: Ralligen-Formation RaE2 (= Typus-Profil); Untere Meeresmolasse des Entlebachs, E Steinibach (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Tongrube Grisigen bei Horw (vgl. OERTLI 1956); Oligozän-Molasse Bayerns (GOERLICH 1953); Oberoligozän Niederrheinische Bucht (VAN DEN BOLD 1963).

Gattung SCHULERIDEA SWARTZ & SWAIN 1946

Schuleridea sp. A

Taf. IV, Fig. 3–4

- 1962 *Schuleridea* sp. 1. — EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116
1964 *Schuleridea* sp. A. — SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 15, Taf. 1, Fig. 2–3

Nur vereinzelt finden sich ziemlich grosse Gehäuse mit zahlreichen sehr kleinen Grübchen auf der Oberfläche und ausgesprochen eiförmiger Seitenansicht; Schloss der linken Klappe mit zwei terminalen gekerbten Zahngruben, im Mittelteil dünne, beidseitig von einer Furche begrenzte Leiste. Eine endgültige Beschreibung ist auf Grund des spärlichen und schlecht erhaltenen Materials nicht möglich.

Vorkommen: Ralligen-Formation 312 (vgl. Fig. 20); Untere Meeresmolasse Riv. du Stoutz (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse des Entlebachs E Steinibach (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Steintal (St. Gallen, Landeskarte Nessler 728.200/230.650).

Familie CYTHERURIDAE MÜLLER 1894

Gattung CYTHEROPTERON Sars 1866

***Cytheropteron emmeneggeri* SCHERER 1964**

Taf. IV, Fig. 14–15

1962 *Cytheropteron* sp. 1. – EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116

1964 *Cytheropteron emmeneggeri* n. sp. – SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 16, Taf. 2, Fig. 10–14

Die Art besitzt einen stumpfen, langgezogenen, seitlich wenig abstehenden lateroventralen Flügelfortsatz. Die Dorsalansicht zeigt einen pfeilförmigen, gleichmässig gerundeten Umriss, ohne stark konkave Einbuchtungen hinter dem Flügelfortsatz. Die linke Klappe überragt antero- und posterodorsal die rechte Klappe, während umgekehrt diese im Schlossabschnitt auf die linke übergreift. Die Schalenoberfläche ist von zahlreichen mittelgrossen Grübchen bedeckt.

Vorkommen: Ralligen-Formation 468, 526, 527 (vgl. 5.15.); Untere Meeresmolasse La Holena (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse Schutzbach (= S Emme im Bumbachgebiet, vgl. 5.19.); Untere Meeresmolasse des Entlebachs E Steinibach, mehrere Lokalitäten (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Steintal (St. Gallen, Landeskarte Nessler 728.200/230.650).

***Cytheropteron erizensis* SCHERER 1964**

Taf. IV, Fig. 12–13

1958 *Cytheropteron pipistrella* BRADY. – GOERLICH: Marines Oligozän Rossenray/Niederrhein

1962 *Cytheropteron* sp. 2. – EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116

1964 *Cytheropteron erizensis* n. sp. – SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 18, Taf. 3, Fig. 15–19

Die kleine Spezies besitzt einen an der Basis verhältnismässig breit ausgezogenen, jedoch seitlich spitz auslaufenden Flügelfortsatz mit leicht nach rückwärts gebogenen Enden. In der Dorsalansicht pfeilförmige Gestalt mit annähernd gerade verlaufender Umrisslinie vom Vorderrand zur Flügelspitze. Gehäuseoberfläche mit zahlreichen sehr feinen Grübchen bedeckt.

Vorkommen: Ralligen-Formation 468 (vgl. 5.15.); Untere Meeresmolasse La Holena (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse Schutzbach (= S Emme im Bumbachgebiet, vgl. 5.19.); Untere Meeresmolasse des Entlebachs E Steinibach (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Steintal (St. Gallen, Landeskarte Nessler 728.200/230.650).

Familie LOXOCONCHIDAE Sars 1926

Gattung LOXOCONCHA Sars 1866

***Loxoconcha delemontensis* OERTLI 1956**

Taf. IV, Fig. 6–8

1956 *Loxoconcha delemontensis* n. sp. – OERTLI: Ostrakoden Schweizer Molasse: 68–69, Taf. 8, Fig. 211–219

1962 *Loxoconcha* sp. 1. – EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116

1964 *Loxoconcha delemontensis* OERTLI. – SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 19, Taf. 3, Fig. 20–27

Die eine ziemlich grosse Variationsbreite zeigende kleine Spezies besitzt kielartig ausgezogene Aussenleisten (deutlich am Vorder- und Hinterrand) und $\pm$ stark aufgetriebene Seitenwände, die z. T. posterodorsal den Dorsalrand bzw. posteroventral den Ventralrand überragen. Die Oberfläche weist zahlreiche dicht stehende, verhältnismässig grosse Grübchen auf. Deutlicher Sexualdimorphismus.

Die vorliegende Spezies ist in den untersuchten Proben die häufigste aller gefundenen Ostrakodenarten und besitzt zusammen mit *Cytheromorpha subalpina* eine weite Verbreitung in der subalpinen Unteren Meeresmolasse.

Vorkommen: Ralligen-Formation RaE2 (= Typus-Profil), RaW5 (vgl. 5.12), 309, 310, 311, 312, 432, 437 (vgl. Fig. 20), 20, 468, 526, 527 (vgl. 5.15.); Untere Meeresmolasse bei La Holena, Gross Schwand und Riv. du Stoutz (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse Schutzbach (S Emme im Bumbachgebiet, vgl. 5.19.); Untere Meeresmolasse des Entlebachs E Steinibach, mehrere Lokalitäten (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Steintal (St. Gallen, Landeskarte Nesslau 728.200/230.650); Blaue Tone im Delsberger Becken, ins Rupélien eingestuft (vgl. OERTLI 1956: 69).

Loxoconcha sp. A

Taf. IV, Fig. 5

1962 *Loxoconcha* ? sp. 3. — EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116

1964 *Loxoconcha* sp. A. — SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 20, Taf. 3, Fig. 35

Vereinzelt finden sich ziemlich grosse, dünne, länglich ovale Klappen mit glatter Oberfläche einer Art der Gattung *Loxoconcha*. Das spärliche, teilweise beschädigte Material erlaubt keine endgültige Beschreibung.

Vorkommen: Ralligen-Formation RaE1 (= Typus-Profil), 468 (vgl. 5.15.); Untere Meeresmolasse des Riv. du Stoutz (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962).

Gattung CYTHEROMORPHA HIRSCHMANN 1909

Cytheromorpha subalpina SCHERER 1964

Taf. IV, Fig. 9–11

1962 *Loxoconcha* ? sp. 2. — EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116

1964 *Cytheromorpha subalpina* n. sp. — SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 20, Taf. 3, Fig. 28–34

Das Gehäuse zeigt in der Seitenansicht einen gerade verlaufenden Ventralrand, der in Richtung des niedrigen Hinterrandes mit dem Dorsalrand konvergiert. Die grösste Höhe der Schale wird bereits im vordersten Sechstel der Gesamtlänge des Gehäuses erreicht. Dorsalansicht schlank oval, Vorderrand blattartig ausgezogen. Oberfläche gleichmässig fein retikuliert. Stellenweise häufige Form in der Unteren Meeresmolasse.

Vorkommen: Ralligen-Formation RaE2 (= Typus-Profil), 309, 310, 311, 312 (vgl. Fig. 20), 468, 526, 527 (vgl. 5.15.); Untere Meeresmolasse bei La Holena (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse Schutzbach (S Emme im Bumbachgebiet, vgl. 5.19.); Untere Meeresmolasse des Entlebachs E Steinibach, mehrere Lokalitäten (vgl. Diss. GASSER); Untere Meeresmolasse Steintal (St. Gallen, Landeskarte Nesslau 728.200/230.650).

Familie BRACHYCYTHERIDAE PURI 1954

Gattung PTERYGOCYTHEREIS BLAKE 1933

Pterygocythereis sp. A OERTLI 1956

1956 *Pterygocythereis* sp. A. — OERTLI: Ostrakoden Schweizer Molasse: 88, Taf. 16, Fig. 407–409

1962 *Pterygocythereis* sp. 1. — EMMENEGGER: Géol. région Sud Fribourg: 116

1964 *Pterygocythereis* sp. A OERTLI. — SCHERER: Subalpine Oligozän-Molasse Schweiz: 22

Von dieser einen wenig ausgeprägten Kiel zeigenden, einfach skulpturierten Art konnte nur ein Exemplar und einige Bruchstücke gefunden werden.

Vorkommen: Ralligen-Formation RaE2 (= Typus-Profil); Untere Meeresmolasse bei Gross Schwand (S Fribourg, vgl. EMMENEGGER 1962); Untere Meeresmolasse Eugst ob Weissbad (AI, vgl. OERTLI 1956).

4. Mollusken

4.1. Einleitung

Die bereits in der Monographie der Molasse von STUDER (1825) erwähnten Molluskenfunde haben dazu geführt, dass im Laufe der Zeit von Ralligen eine reiche Fossilausbeute bekannt geworden ist. MAYER-EYMAR hat in der Folge aus den Funden von Ralligen mehrere neue Pelecypoden- und Gastropoden-Spezies beschrieben. Diese Arten sind später auch aus anderen Gebieten der Unteren Meeresmolasse erwähnt worden und werden selbst in der neuesten Literatur zitiert. Vor mehr als 50 Jahren sind jedoch bereits Zweifel an der Gültigkeit dieser Arten geäussert worden (ROLLIER 1911: 68). Nachdem RUTSCH (1928: 97), FANCK (1929) und später BAUMBERGER (1937) auch noch an Molasse-Fossilien anderer Gebiete zeigen konnten, welche Bedeutung der «bruchlosen» Deformation für die Speziesbestimmung zukommt, und FANCK (1929: 46) 426 Arten MAYER-EYMARs auf 62 reduzieren konnte, erschienen die neuen Arten von Ralligen recht fragwürdig. Da ausserdem im Oligozän-Flysch im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz kein ähnliches Mollusken-Vorkommen gefunden werden konnte, gewann die Abklärung des stratigraphischen Wertes der Molluskenfauna aus den Ablagerungen der Ralligen-Formation noch zusätzliche Bedeutung¹⁾.

Der Verfasser hat deshalb alle in den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH Zürich und den Naturhistorischen Museen von Basel und Bern auffindbaren Mollusken der Lokalität Ralligen näher untersucht. Der überwiegende Teil der in der Literatur zitierten Fossilien konnte in diesen Sammlungen ermittelt werden.

Auf die Bearbeitung der zahlreichen ebenfalls bei Ralligen gefundenen und namentlich im Naturhistorischen Museum von Bern aufbewahrten, z. T. allerdings sehr schlecht erhaltenen Pflanzenreste ist verzichtet worden.

4.2. Pelecypoda

Familie CORBICULIDAE

Gattung POLYMESODA RAFINESQUE 1820

Polymesoda? sp. indet.

- 1859 *Cyrena convexa* MAYER (non BRONGN.). — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1859 *Cyrena thunensis* MAYER. — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1875 *Cyrena semistriata* SANDBERGER (p. p. non DESHAYES). — (Funde ausschliesslich von Ralligen) Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt: 310, 338
1886 *Cyrena semistriata* MAYER (non DESHAYES). — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *C. semistriata* MAYER-EYMAR (non DESHAYES). — Kreide und Tertiär-Versteinerungen Thun: 126
1893 ? *C. thunensis* MAYER-EYMAR. — LOCARD: Mollusques tertiaires: 259, pl. 22, fig. 28
1911 *C. semistriata* MAYER-EYMAR (non DESHAYES). — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57
1920 *C. semistriata* BAUMBERGER (non DESHAYES). — Alter Vaulruz- und Ralligschichten: 137

¹⁾ Das von BECK (1911 b, 1911 c: 56, 57) zitierte kleine Exemplar einer «Auster»(?) aus dem Gersterngraben und die aus dem Vorderen Horrenbach (BECK 1946: 354) erwähnte «Cyrenenplatte»(?) konnten in keiner Sammlung ausfindig gemacht werden.

Material: ca. 50 teilweise sehr stark deformierte Steinkerne und Skulptursteinkerne, teilweise mit Schalenresten, von Ralligen aus den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH und den Naturhistorischen Museen von Basel und Bern.

Holotyp von *C. thunensis*: nicht bezeichnet.

Stratum typicum von *C. thunensis*: Ralligen-Formation.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen.

Da nur deformierte Steinkerne mit sehr schlecht erhaltenen Schalenresten vorliegen, ist der Schlosstyp an keinem einzigen Exemplar zu erkennen. Selbst die generische Bestimmung ist deshalb unsicher.

Familie CARDIIDAE

Genus CARDIUM LINNÉ 1758

Cardium? sp. indet.

- 1859 *Cardium Heerii* MAYER. — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1886 *C. Heeri* MAYER-EYMAR. — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *C. Heeri* MAYER-EYMAR. — Kreide- und Tertiär-Versteinerungen Thun: 64, Taf. VI, Fig. 6
1911 *C. Heeri* MAYER-EYMAR. — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57
1920 *C. Heeri* MAYER. — BAUMBERGER: Alter Vaulruz- und Ralligschichten: 137

Material: 34 $\pm$ stark deformierte Steinkerne, z. T. überzogen mit dünnen Schalenresten, alle von der Lokalität Ralligen aus den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH Zürich und den Naturhistorischen Museen von Basel und Bern.

Holotyp von *C. heeri*: nicht bezeichnet.

Stratum typicum von *C. heeri*: Ralligen-Formation.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen.

Selbst die generische Bestimmung der teilweise beträchtlich deformierten Steinkerne ist unsicher. Die Art ist deshalb einzuziehen und die von verschiedenen Autoren aus andern Gebieten als *C. heeri* bestimmten Formen sind neu zu untersuchen.

Cardium? sp. indet.

- 1825 *Arca?* — STUDER: Monographie der Molasse: 44
1853 *Arca*. — STUDER: Geologie der Schweiz 2: 115
1859 *Cardium helveticum* MAYER. — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202 (non *C. Helveticum* MAYER 1877, Pariserstufe Einsiedeln: 34, Taf. 1, Fig. 22)

Material: 13 Steinkerne, z. T. mit Überresten der innern Schalenschicht, und 2 Skulptursteinkerne, alle von Ralligen, aus der Sammlung des Naturhistorischen Museums Bern.

Holotyp von *C. helveticum* MAYER 1859: nicht bezeichnet.

Stratum typicum von *C. helveticum* MAYER 1859: Ralligen-Formation.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen.

Eine sichere generische Bestimmung ist nicht möglich. Einzelne Exemplare gehören vielleicht zur Gattung *Arca* LINNÉ 1758. Die Spezies *C. helveticum* MAYER 1859 besitzt keine taxonomische Berechtigung.

Cardium? sp. indet.

- 1886 *Cardium Lucernense* MAYER-EYMAR. — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *Cardium Lucernense* MAYER-EYMAR. — Kreide- und Tertiär-Versteinerungen Thun: 65, Taf. VI, Fig. 7
1911 *C. Lucernense* MAYER-EYMAR. — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57
1920 *C. Lucernense* MAYER. — BAUMBERGER: Alter Vaulruz- und Ralligschichten: 137

Material: 14 sehr schlecht erhaltene Steinkerne und 1 Skulptursteinkern von Horw und 2 Steinkerne von Ralligen, aus den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH Zürich und des Naturhistorischen Museums Bern.

Holotyp von *C. lucernense*: nicht bestimmt.

Stratum typicum von *C. lucernense*: Ralligen-Formation und ? Untere Meeresmolasse bei Horw.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen; Gegend von Horw.

Es handelt sich um sehr schlecht erhaltene Steinkerne, die keine sichere Bestimmung der Gattung ermöglichen. *C. lucernense* lässt sich taxionomisch nicht begründen und ist einzuziehen.

***Cardium?* sp. indet.**

- 1886 *Cardium Studeri* MAYER-EYMAR. — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *C. Studeri* MAYER-EYMAR. — Kreide- und Tertiär-Versteinerungen Thun: 66, Taf. VI, Fig. 5
1911 *C. Studeri* MAYER-EYMAR. — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57
1920 *C. Studeri* MAYER. — BAUMBERGER: Alter Vaulruz- und Ralligschichten: 137

Material: 25 $\pm$ stark deformierte Steinkerne von Ralligen und 1 Steinkern aus Champotey aus den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH Zürich und der Naturhistorischen Museen von Basel und Bern.

Holotyp von *C. studeri*: nicht bezeichnet.

Stratum typicum von *C. studeri*: Ralligen-Formation.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen.

Auch hier ist die generische Bestimmung unsicher; *C. studeri* ist taxionomisch nicht gerechtfertigt.

***Cardium?* sp. indet.**

- 1886 *Cardium Thunense* MAYER-EYMAR. — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *C. Thunense* MAYER-EYMAR. — Kreide- und Tertiärversteinerungen: 67, Taf. VI, Fig. 8
1911 *C. Thunense* MAYER-EYMAR. — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57
1920 *C. Thunense* MAYER. — BAUMBERGER: Alter Vaulruz- und Ralligschichten: 137

Material: 10 deformierte Steinkerne, z. T. mit Schalenüberresten, und 4 Skulptursteinkerne von Ralligen und 4 Steinkerne mit dünnen Schalenresten von Bilten, aus den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH Zürich und den Naturhistorischen Museen von Basel und Bern

Holotyp von *C. thunense*: nicht bezeichnet.

Stratum typicum von *C. thunense*: Ralligen-Formation.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen.

Eine sichere Gattungsbestimmung der deformierten Steinkerne ist nicht möglich. Die Art ist auf Grund völlig unzulänglichen Materials aufgestellt worden und taxionomisch nicht begründet.

Incertae familiae

Gen. indet. sp. indet.

- 1859 *Dreissenia Basteroti* MAYER (non DESHAYES). — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1875 *Dreissenia Basteroti* SANDBERGER (p.p. non DESHAYES). — (Funde ausschliesslich von Ralligen) Land- und Süswasser-Conchylien der Vorwelt: 338
1886 *Congeria Basteroti* MAYER (non DESHAYES). — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *Dreissensia Basteroti* MAYER (non DESHAYES). — Kreide- und Tertiär-Versteinerungen Thun: 126
1911 *Congeria Basteroti* MAYER (non DESHAYES). — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57

Material: Je 1 deformierter Steinkern mit anhaftenden Schalenresten aus den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH Zürich und dem Naturhistorischen Museum Bern.

Selbst eine generische Bestimmung ist unmöglich.

Gen. indet. sp. indet.

- 1859 *Lutraria sanna?* MAYER (non BASTEROT). — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1886 *L. sanna?* MAYER (non BASTEROT). — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *L. sanna?* MAYER-EYMAR (non BASTEROT). — Kreide und Tertiär-Versteinerungen Thun: 126
1911 *L. sanna?* MAYER-EYMAR (non BASTEROT). — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57

Material: 1 schlecht erhaltener Steinkern aus der Sammlung des Geologischen Instituts der ETH Zürich.

Selbst die Bestimmung der Gattung ist völlig ausgeschlossen.

Die von LOCARD (1893: 233, pl. XII, fig. 7; vgl. auch MAYER-EYMAR 1887: 126) erwähnten 4 Exemplare einer weiteren endemischen, von LOCARD beschriebenen Spezies, *Dreissensia acutangularis* MAYER-EYMAR, konnten vom Verfasser nicht mehr aufgefunden werden.

Auch das wahrscheinlich einzige, von MAYER-EYMAR (1887: 126; vgl. auch KAUFMANN 1886: 516 und BECK 1911b, 1911c: 57) als *Nucula Mayeri*? HOERNES zitierte Exemplar muss als verloren gelten, falls es nicht mit den zwei nicht näher bestimmbar, in HEER (1859, 3: 202) als *Nucula* sp. indet. erwähnten, im Naturhistorischen Museum Bern aufbewahrten Muscheln identisch ist.

Die von MAYER-EYMAR (1887: 126, vgl. auch KAUFMANN 1886: 516 und BECK 1911b, 1911c: 57) als *Corbula Henkeliusi* NYST zitierten Fossilien sind ebenfalls nicht mehr auffindbar.

4.3. Gastropoda

Familie MELANOPSISIDAE

Genus MELANOPSIS FERUSSAC 1807

Melanopsis? sp. indet.

- 1859 *Melanopsis acuminata* MAYER (non SANDBERGER). — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1886 *M. acuminata* MAYER (non SANDBERGER). — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *M. acuminata* MAYER-EYMAR (non SANDBERGER). — Kreide- und Tertiär-Versteinerungen Thun: 126
1911 *M. acuminata* MAYER-EYMAR (non SANDBERGER). — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57
1920 *M. acuminata* BAUMBERGER (non SANDBERGER). — Alter Vaulruz- und Ralligschichten: 137

Material: 2 sehr schlecht erhaltene Steinkerne aus der Sammlung des Naturhistorischen Museums Bern.

Beim einen deformierten Exemplar ist die Mündung nicht zu beobachten, während das zweite sehr klein und zerdrückt ist und ebenfalls keine Aussage gestattet. Die Zugehörigkeit zu *Melanopsis* ist sehr fraglich, eine spezifische Bestimmung unmöglich.

Melanopsis? sp. indet.

- 1859 *Melanopsis olivula*? MAYER (non GRAT.). — In HEER: Flora Tert. Helv. 3: 202
1886 *Melanopsis Heeri* MAYER. — In KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden: 516
1887 *M. Heeri* MAYER-EYMAR. — Kreide- und Tertiär-Versteinerungen Thun: 68, Taf. VI, Fig. 10
1893 ? *M. Heeri* MAYER-EYMAR. — LOCARD: Mollusques Tertiaires: 189, pl. XI, fig. 3
1911 *M. Heeri* MAYER-EYMAR. — In BECK: Geologie nördlich Interlaken: 57

Material: ca. 30 schlecht erhaltene deformierte Steinkerne und Schalenreste aus den Sammlungen der Naturhistorischen Museen von Bern und Basel.

Holotyp von *M. heeri*: nicht bezeichnet.

Stratum typicum von *M. heeri*: Ralligen-Formation.

Locus typicus: Aufschlüsse hinter Schloss Ralligen.

In den oben erwähnten Sammlungen werden eine Anzahl meist stark deformierter Steinkerne und Schalenreste von Gastropoden der Lokalität Ralligen aufbewahrt, die z. T. wahrscheinlich den von MAYER-EYMAR als *Melanopsis heeri* MAYER-EYMAR bestimmten Exemplaren entsprechen, z. T. sind sie als «*Melanopsis hantkeni* HOFM.» beschriftet. Da mit Ausnahme eines einzigen Stücks die Mündung überhaupt nicht sichtbar oder zerdrückt ist und auch die Schalenproportionen an den stark deformierten Formen nicht zu ermitteln sind, ist selbst eine generische Bestimmung höchst fragwürdig. *Melanopsis heeri* besitzt keine taxonomische Gültigkeit.

LOCARD (1893: 176, Taf. 9, Fig. 23) beschreibt ausserdem von Ralligen *Melania* cf. *mayeri* GÜMBEL. Leider liessen sich diese Exemplare nicht mehr auffinden.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt hauptsächlich die Gliederung, Abgrenzung, Alterszuweisung und Fazies der älteren Molasseablagerungen und der jüngsten Flyschsedimente im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern, vgl. Lageskizze Fig. 1).

Die östliche Thunerseeregion ist schon früh Gegenstand eines regen geologischen Interesses gewesen, ausgehend von der bereits sehr ausführlichen Beschreibung der Verhältnisse in der weiteren Umgebung von Ralligen in STUDERS Monographie der Molasse (1825). Die Abtrennung der Kreide- und Tertiär-Sedimente der Randkette (= heute helvetische Überschiebungsdecke) von den sie unterlagernden jüngeren Mergel-Sandstein-Abfolgen und eine Zerteilung derselben in einen Molasse- und einen Flyschanteil hat sich u. a. durch die Arbeiten von STUDER, RÜTIMEYER, FAVRE, BACHMANN und namentlich von KAUFMANN bereits im Laufe des letzten Jahrhunderts allmählich durchgesetzt. Eine klarere Vorstellung über den geologisch-tektonischen Aufbau dieses Gebiets wurde jedoch erst zu Beginn dieses Jahrhunderts mit der allgemeinen Erkenntnis der grossen Deckenüberschiebungen in den Alpen möglich (BECK u. a.).

In späteren Jahren sind die früher (ROLLIER, BECK u. a.) im Wesentlichen als das normale Hangende der westlich anschliessenden Nagelfluhablagerungen aufgefassten Mergel-Sandstein-Abfolgen («Rallig-schichten» i. w. S. vgl. 5.11.) als mächtige, in einer Nagelfluh-Erosionswanne liegende Molasse-Schuppe (Ralligschuppe) gedeutet worden (HAUS, BECK u. a.).

Die Ralligschuppe ist auf Grund der an ihrer Basis gefundenen und von BAUMBERGER als Stampien datierten Molluskenfauna sowie hauptsächlich auf Grund lithofazieller Vergleiche ins Rupélien eingestuft und faziell der Unteren Meeresmolasse zugewiesen worden. Damit kann die bisher herrschende Ansicht über den geologischen Aufbau der östlichen Thunerseeregion wie folgt zusammengefasst werden:

In einer mächtigen, in die ausgedehnten Nagelfluhmassen eingetieften Erosionswanne liegt eine grosse Schuppe Unterer Meeresmolasse, die SW in tektonischem Kontakt mit dem subalpinen Flysch (Obereozän) steht, auf den seinerseits die helvetische Randkette überschoben ist.

Die neuen Ergebnisse

(vgl. Tab. 5)

1. Der Oligozän-Flysch

Die Hauptmasse der in der neuesten Literatur (HAUS, BECK u. a.) als Untere Meeresmolasse ausgeschiedenen Sedimente wird auf Grund der rein marinen Faunen, der «turbidite» kennzeichnenden Merkmale, der Ichnofazies und des Auftretens der für die jüngeren helvetischen Flyschablagerungen typischen Grès du Val d'Iliez als Flysch betrachtet. Die bereits früher z. T. als Flysch aufgefassten Sedimente liegen tektonisch auf typischer Unterer Meeresmolasse.

Ähnliche Flyschablagerungen finden sich gegen NE an der Basis der Schratzenfluh (FURRER 1949, vgl. auch BLAU 1966). Dieselben Flyschsedimente sind kürzlich durch BLAU (1966) aus dem östlichen Gurnigelgebiet eingehend beschrieben worden, und noch weiter SW sind aus der Region von Bulle ähnliche Flyschablagerungen bekannt (MORNOD 1949, CORMINBEUF 1959).

Die Sedimente besitzen eine Mächtigkeit von mindestens 800 m und max. 1300 m, zeigen einen Schuppenbau und einzelne bis ca. 3 km Länge aufweisende Faltenstrukturen.

Die Ablagerungen (Horrenbach-Formation, Typus-Profil Vorderer Horrenbach, Koord. 625.700/177.970; Gersterngraben-Formation, Typus-Profil Gersterngraben, Koord. 622.200/175.570–622.750/175.300) bestehen aus mächtigen Abfolgen von meist feinlaminieren und dünne Siltlagen führenden Mergeln sowie Sandsteinkomplexen, zusammengesetzt aus vorwiegend plattigen, feinkörnigen Sandsteinen oder hauptsächlich tonigen, karbonatführenden Grobsandsteinen und Microbreccien mit Spiliten, Chloriten und arboreszierenden Diabasen (= Typus Grès du Val d'Iliez VUAGNAT 1952) in monotonem Wechsel mit Mergellagen.

Lithostratigraphie	Mächtigkeit, wichtige Fossilien, stratigraphische Stellung	Ablagerungsraum
Nagelfluhzone Gunten-Ériz	<i>antiquum</i> ? Aquitanien	Molassebecken
Ralligen-Formation Typus-Profil Koord. 622.110/173.120	120 m bis m <i>tricolor</i> GOERLICH <i>reticulata</i> GOERLICH <i>emontensis</i> OERTLI pélieu	
Gersterngraben-Formation Typus-Profil Koord. 622.200/175.570- 622.750/175.300	durchschnittlich <i>cf. G. officinalis</i> <i>praebulloides leroyi</i> ER artini BLOW <i>aria</i> sp. cf. <i>P. con-</i> (HANTKEN) <i>tilis</i> CUSHMAN <i>chi</i> REUSS <i>uminosa</i> SPANDEL <i>ongata</i> HANTKEN LINDENBERG <i>schinskayae</i> <i>aeplanorbis</i> HAGN pélieu	Sedimentationsraum des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes
Horrenbach-Formation Typus-Profil Koord. 625.700/177.970	max. 60 m ? versch. <i>cf. G. officinalis</i> artini BLOW <i>aria</i> sp. cf. <i>P. con-</i> <i>chi</i> REUSS	
Nomenklatur und Typus-Profil nicht bestimmt	Mergel und Sandstein, Mammiferen, darunter <i>Globorotalia centralis</i> CUSHMAN und Konglomerate, vgl. REBER 1964.	

In den stratigraphisch höchsten Schichten finden sich grobkörnige, tonarme Kalksandsteine und karbonatreiche Microbreccien, die keine vulkanischen Komponenten enthalten.

Gradierte Schichtung und sedimentogene Strukturen (load casts, flute casts, groove casts) sind verbreitet.

Die Sandsteine enthalten nur vereinzelt Foraminiferen, darunter offensichtlich aufgearbeitete Grossforaminiferen.

Die Mergel führen ausser Discoasteriden und ähnlichen Nannofossilien (zahlreiche aufgearbeitete Formen, nicht genauer untersucht), Hystrichosphaerideen, Dinoflagellaten, Pollen und Sporen stellenweise eine ziemlich gut erhaltene Foraminiferenfauna (vgl. 4.15. und 4.25.).

Diese erlaubt namentlich auf Grund der benthonischen Faunenelemente eine altersmässige Einordnung der Ablagerungen ins Oligozän. Es handelt sich höchst wahrscheinlich um zeitlich dem Rupélien äquivalente Schichten.

Die oekologisch eingehend besprochene Foraminiferenfauna weist auf ein marines Milieu mit tieferem Wasser hin (zwischen ca. 60 m und einigen 100 m Tiefe).

Auf Grund der vollmarinen Ablagerungsbedingungen, der Schichtungseigenschaften, der verbreiteten sedimentogenen Strukturen, der häufigen gradierten Schichtung und des Auftretens von Sandsteinen des Typus Grès du Val d'Iliez werden diese Sedimente als jüngste helvetische, zum Sandstein-Dachschiefer-Komplex gehörende Flyschablagerungen aufgefasst.

2. Die Untere Meeresmolasse

Die Ablagerungen (Ralligen-Formation, Typus-Profil Ralligen, Koord. 622.110/173.120) bestehen aus grauen bis bräunlichen Mergeln und massigen, undeutlich geschichteten, vorwiegend feinkörnig-gleichkörnigen Kalksandsteinen bis Sandkalken mit stets niedrigem Tongehalt. Innerhalb der psammitischen Abfolgen fehlen Mergelzwischenlagen nahezu vollständig. Die zur Unteren Meeresmolasse zu zählenden Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von ca. 120 m bis max. 200 m.

Die Mergel lieferten eine guterhaltene, aber artenarme Ostrakodenfauna (vgl. 5.15.). Auf Grund des Auftretens von Faunenelementen, die in Bayern auf die Oligozän-Molasse beschränkt sind, werden die Schichten altersmässig ins Oligozän gewiesen. Die Ablagerungen sind wahrscheinlich zeitlich dem Rupélien äquivalent. Die Ralligen-Formation kann auf Grund der Ostrakodenfauna in einer über 200 km langen Zone längs des Alpenrandes nachgewiesen werden.

Die ebenfalls in den Mergeln gefundenen Hystrichosphaerideen, Dinoflagellaten, Pollen und Sporen, die offensichtlich grösstenteils aufgearbeiteten Discoasteriden und ähnlichen Nannofossil-Formen und die mindestens teilweise eindeutig allochthonen und höchst wahrscheinlich gesamthaft aufgearbeiteten Foraminiferen (u. a. finden sich Globotruncanen!) sowie die nicht näher bearbeiteten Landpflanzen und die selbst generisch unbestimmbaren Molluskenreste besitzen keinen genauern chronostratigraphischen Aussagewert.

Die oekologisch ausführlich besprochene Ostrakoden-Fauna weist auf ein brackisches, seichtes Ablagerungsmilieu hin, dessen Existenz noch durch die Landpflanzen- und Molluskenreste gestützt wird.

Die Sedimente der Unteren Meeresmolasse unterscheiden sich durch ihre brackische Fauna deutlich von den vollmarinen, in tieferem Wasser entstandenen, jüngsten Flyschablagerungen der Gersterngraben- und Horrenbach-Formation. Auch die Lithofazies zeigt Unterschiede: Während die Psammit-Komplexe der Flyschsedimente vorwiegend aus gut gebankten, tonigen, zahlreiche sedimentogene Strukturen führenden und gradierte Schichtung zeigenden Sandsteinen in monotonem Wechsel mit Mergellagen bestehen, finden sich in der Unteren Meeresmolasse massige, meist feinkörnige, karbonatreiche, tonarme Sandsteine bis Sandkalke.

3. Die Nagelfluhzone Gunten-Eriz

Die polygenen (22–49% Kristallingerölle) Nagelfluh- und Kalknagelfluhablagerungen (3–8,5% Kristallin, in einem Fall höher), karbonatreichen Sandsteine und bunten Mergel werden unter der informalen Be-

zeichnung Nagelfluhzone Gunten–Eriz zusammengefasst. Eine Gliederung dieser schwierig abzugrenzenden Sedimente sollte zweckmässigerweise erst nach weiteren, ausführlicheren und namentlich ein grösseres Areal umfassenden Untersuchungen vorgenommen werden.

Die Feldbefunde weisen auf einen lateralen Fazieswechsel zwischen den massigen, keine klare Schichtung zeigenden Nagelfluhablagerungen von Gunten und den durch einen engen Wechsel zwischen Mergel-, Sandstein- und Nagelfluhschichten gekennzeichneten Abfolgen von Rotmoos–Eriz hin.

Der qualitative Geröllbestand der Nagelfluh wird kurz beschrieben. Interessant ist der Nachweis von Stilpnomelan in einigen Kristallingeröllen. Unter den Sedimentkomponenten finden sich onkolithische Kalke mit *Trocholina alpina* (LEUPOLD) und Discocyclinen-Nummulitenkalke. Die quantitativen Gerölluntersuchungen (13 Lokalitäten verteilt über das ganze Gebiet, vgl. Tab. 4) weisen auf einen lateralen Wechsel im Kristallingehalt hin.

Die schlecht erhaltenen terrestrischen Gastropoden (Fundstelle: ? Koord. 623.800/178.650) erlauben nach Aussage meines Studienfreundes R. V. BLAU (vgl. Diss. BLAU 1966) keine sichere chronostratigraphische Zuweisung. Es handelt sich um fragliches Chattien bis Aquitanien.

Das Fehlen von Anzeichen mariner Einflüsse, die Funde terrestrischer Gastropoden sowie die Lithofazies weisen auf limnisch fluviatile Ablagerungsbedingungen hin.

Es wird vermutet, dass der auffallend bogenförmige Verlauf der östlichen Nagelfluhgrenze hauptsächlich durch das Vorkommen zweier mächtiger Nagelfluhschuttfächer bedingt ist und im Gegensatz zu der bisherigen Ansicht alte Erosionsvorgänge höchstens eine untergeordnete Rolle gespielt haben. Anlass zu dieser im wesentlichen bereits von HABICHT (1945) in der Ostschweiz geäusserten Interpretation bot namentlich die folgende, in Zusammenhang mit dem erwähnten lateralen Fazieswechsel stehende Beobachtung: Der gegenseitige Grenzbereich des massigen Nagelfluhtypus von Gunten und der durch einen Wechsel von Mergel-, Sandstein- und Nagelfluhschichten gekennzeichneten Sedimentationsart von Rotmoos–Eriz fällt mit der maximalen Westausbuchtung der Grenzisohypsen der Nagelfluhzone Gunten–Eriz und der W anschliessenden Sedimente (Untere Meeresmolasse, z. T. Oligozän–Flysch) zusammen. Gleichzeitig weisen diese der Randfazies der beiden Schuttfächer entsprechenden Nagelfluhablagerungen den niedrigsten Gehalt an Kristallingeröllen auf, der sowohl nach NE wie nach S, d. h. nach den Schuttfächern zu, ansteigt.

4. Pleistozän

Im SW-Abschnitt der untersuchten Gegend finden sich ausgesprochen mächtige, würmeiszeitliche Moränenablagerungen des Aaregletschers. Die höher gelegenen Teile des kartierten Gebiets besitzen eine $\pm$ mächtige, von Lokalgletschern stammende Moränendecke. Ein kleiner, NE der Sausenegg gelegener Bereich ist wahrscheinlich sogar eisfrei gewesen. Weiter NE nach dem Eriz zu sind mächtige Moränenablagerungen von Lokalgletschern vorhanden.

Palaeontologie

Hystrichosphaerideen, Dinoflagellaten, Pollen und Sporen (Taf. I)

Es zeigte sich, dass die älteren Molasse- (Balligen-Formation) und jüngsten Flyschablagerungen (Gersterngraben-Formation und Horrenbach-Formation) nicht sehr reich sind an Pollen, Sporen und Mikroplankton, so dass eine prozentuale Auswertung namentlich des Pollen- und Sporenhalts nicht möglich war. Da von den fast immer plattgedrückten und beschädigten Mikroplanktonern jeweils nur eine verhältnismässig kleine Zahl spezifisch bestimmbar war, kann die Anwesenheit einer bestimmten Art, bzw. ihr Fehlen, zufallsbedingt sein.

Die aufgefundenen Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten werden unter Angabe der bisher bekannten stratigraphischen Verbreitung kurz beschrieben und 14 besonders häufige oder auffällige Formen abgebildet.

Foraminiferen (Taf. II, III, IV)

Die in den zum Oligozän-Flysch gezählten Ablagerungen gefundene Kleinforminiferen-Fauna setzt sich aus 80 Arten zusammen, wovon sich $\frac{1}{3}$ als spezifisch bestimmbar erwies, während sich die übrigen nur mit Vorbehalt einer bestimmten Art zuordnen liessen und 19 Formen nur eine generische Zuweisung ermöglichten. Die wichtigeren Spezies sind abgebildet worden.

Ostrakoden (Taf. IV)

Die bereits in einer früheren Arbeit (SCHERER 1964) beschriebenen Ostrakoden aus den Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse werden kurz charakterisiert. Die Fauna besteht aus 10 Arten (6 spezifisch bestimmt und 3 von mehreren Lokalitäten bekannte, aber noch unbenannte Formen, ferner *Loxoconcha* sp.) sowie nur in Bruchstücken vorliegenden und deshalb auch generisch nicht bestimmbar Formen, die zur Familie *Cyprididae* BAIRD gehören. Dieselbe Fauna ist bis jetzt von mehr als 14 Lokalitäten der Unteren Meeresmolasse vom Kanton Freiburg bis in die Ostschweiz nachgewiesen.

Mollusken

Namentlich durch die Sammeltätigkeit der ortsansässigen Bewohner wurde im letzten Jahrhundert in den Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse zahlreiches Fossilmaterial gefunden, das durch MAYER-EYMAR paläontologisch bearbeitet worden ist und zur Aufstellung von mehreren neuen Pelecypoden- und Gastropodenspezies führte. Diese Arten sind später auch aus andern Gebieten der Unteren Meeresmolasse erwähnt worden, und entsprechende Zitate finden sich selbst in der neuesten Literatur.

Da bereits vor mehr als 50 Jahren Zweifel an der Gültigkeit dieser Arten geäußert wurden (ROLLIER 1911), hat der Verfasser alle in den Sammlungen des Geologischen Instituts der ETH und den Naturhistorischen Museen von Basel und Bern aufbewahrten Mollusken von Ralligen näher untersucht. Dabei zeigte sich, dass die teilweise beträchtlich deformierten Steinkerne und spärlichen Schalenüberreste selbst eine sichere generische Bestimmung ausschliessen. Die folgenden Pelecypoden-Spezies sind deshalb taxionomisch nicht gerechtfertigt:

Cyrena thunensis MAYER 1859

Cardium heeri MAYER-EYMAR 1859

Cardium helveticum MAYER 1859

Cardium lucernense MAYER-EYMAR 1887

Cardium studeri MAYER-EYMAR 1887

Cardium thunense MAYER-EYMAR 1887

Die zuletzt von LOCARD (1893) beschriebenen 4 Exemplare der endemischen Spezies *Dreissensia acutangularis* MAYER-EYMAR 1887 konnten vom Verfasser nicht mehr aufgefunden werden.

Die Gastropoden-Spezies *Melanopsis heeri* MAYER-EYMAR 1886 ist auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes des Fossilmaterials taxionomisch ebenfalls nicht begründet.

Curriculum vitae

Am 18. Juni 1936 wurde ich, Frank C. Scherer, in Bern geboren als Sohn des Max und der Elisabeth, geb. Maurer. – Nach Besuch der Primar- und Mittelschulen bestand ich im Herbst 1956 am Städtischen Gymnasium Bern die Maturitätsprüfung (Handelsmatura). Anschliessend arbeitete ich während eines Jahres als Stagiaire in den verschiedenen Abteilungen einer Berner Bank. Im Herbst 1957 immatrikulierte ich mich an der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, um Geologie zu studieren.

Während meines Studiums besuchte ich Vorlesungen und Praktika folgender Herren Dozenten: Lektor Allemann (Erdölgeologie), Prof. Cadisch (Geologie), Prof. Feitknecht (Anorgan. Chemie), Prof. Geiss (Absolute Altersbestimmung), Prof. Gygax (Geographie), Prof. Hügi (Geochemie – Sedimentpetrographie), Prof. Klaus, Univ. Fribourg (Mikropalaeontologie), Prof. Nabholz (Stratigraphie – Sedimentologie), Prof. Niggli (Mineralogie – Petrographie), Prof. Nitschman (Erdölchemie), Prof. Nowacki (Kristallographie, Kristallchemie), Prof. Rutsch (Geologie – Palaeontologie), Lektor Schindler (Analyt. Chemie), Prof. Schopfer (Botanik), Prof. Signer (Organ. Chemie), Prof. Streckeisen (Petrographie), Lektor Süssstrunk (Geophysik), Prof. Welten (Pollenanalyse).

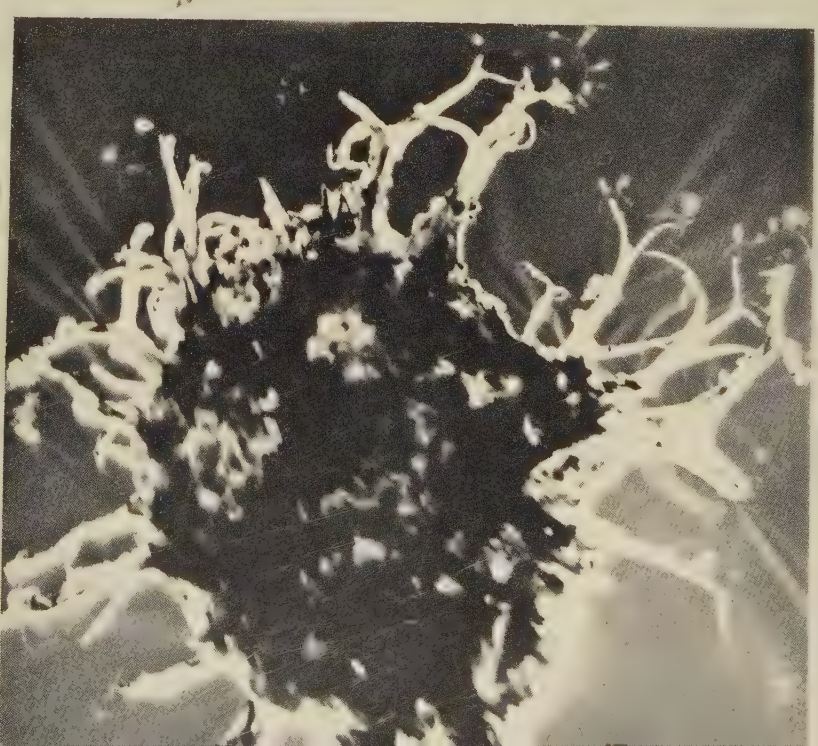
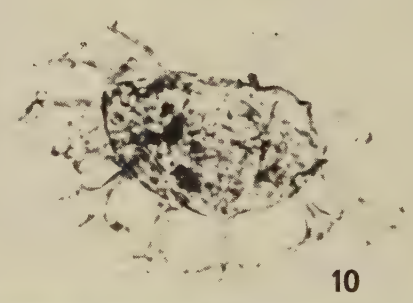
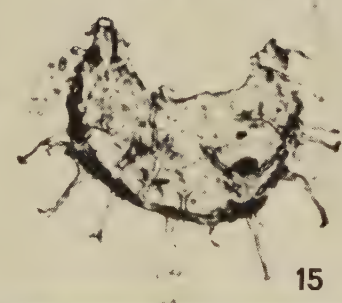
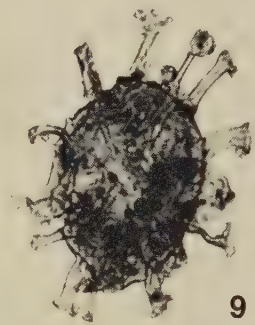
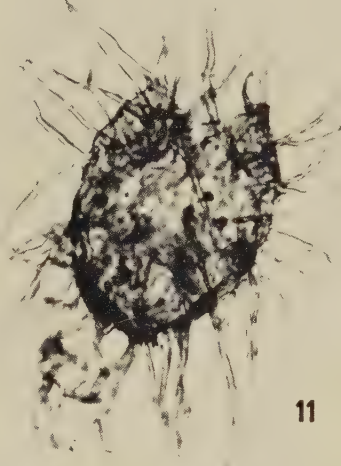
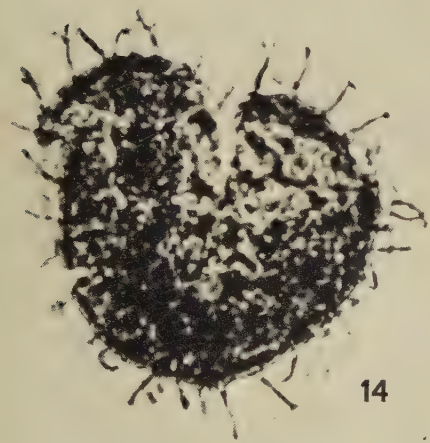
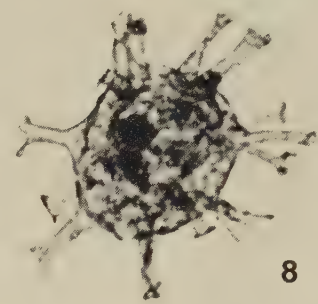
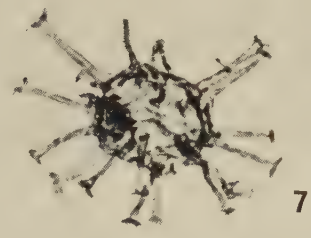
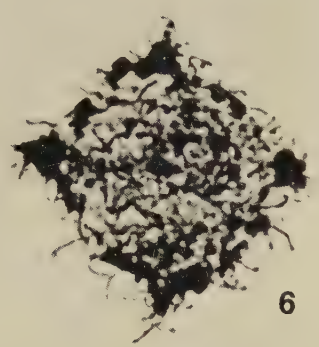
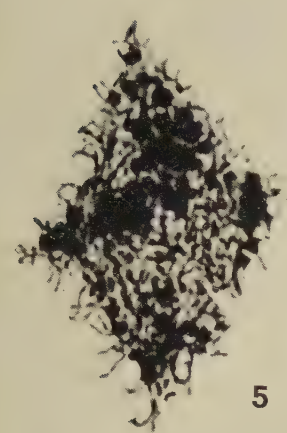
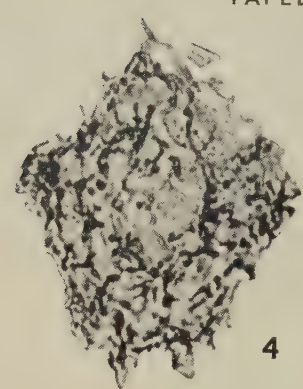
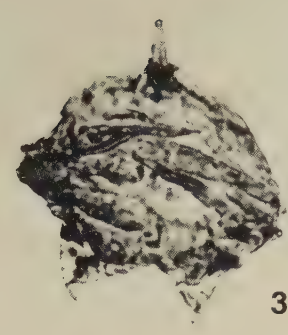
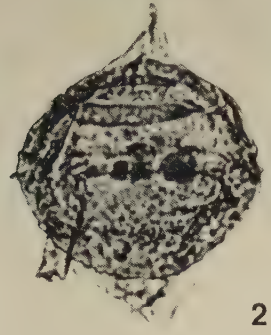
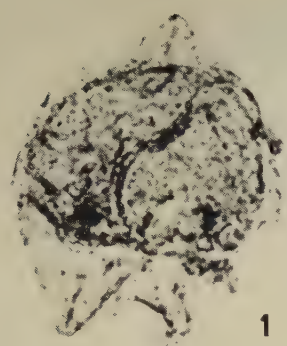
Nebenfachexamen: Mineralogie – Petrographie, Botanik.

Während meiner ganzen Studienzeit arbeitete ich nebenamtlich als Sekretär-Rechnungsführer auf einer ausländischen Botschaft in Bern.

TAFELN

Legende zu Tafel I

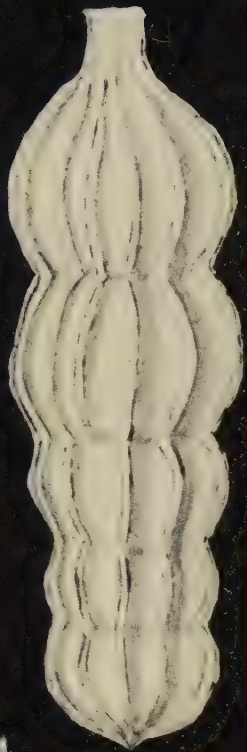
	Seite
Fig. 1. <i>Deflandrea phosphoritica</i> EISENACK 1938, Obereozän-Flysch 440, 400×	85
Fig. 2. <i>Deflandrea</i> sp. cf. <i>D. heterophlycta</i> DEFLANDRE & COOKSON 1955, Obereozän-Flysch R3, 400×	86
Fig. 3. <i>Deflandrea</i> sp., Horrenbach-Formation Ho175, 400×	86
Fig. 4. <i>Wetzelilla (Rhombodinium)</i> sp., Horrenbach-Formation Ho175, 400×	86
Fig. 5. <i>Wetzelilla</i> sp. cf. <i>W. symmetrica</i> WEILER 1956, Horrenbach-Formation Ho175, 400×	86
Fig. 6. <i>Wetzelilla symmetrica</i> WEILER 1956, Obereozän-Flysch 440, 400×	86
Fig. 7. <i>Hystrichosphaeridium tubiferum</i> (EHRENBERG 1838), Obereozän-Flysch R3, 400×	87
Fig. 8. <i>Hystrichosphaeridium</i> sp. cf. <i>H. tubiferum</i> (EHRENBERG 1838), Gersterngraben-Formation G8, 400×	87
Fig. 9. <i>Hystrichosphaeridium</i> sp., Obereozän-Flysch R3, 400×	88
Fig. 10. <i>Hystrichosphaeridium inodes</i> KLUMPP 1953, Horrenbach-Formation Ho175, 400×	87
Fig. 11. <i>Baltisphaeridium</i> sp. A, Obereozän-Flysch R3, 400×	89
Fig. 12. <i>Baltisphaeridium polyzon</i> BROSIUS 1963 ?, Obereozän-Flysch 440, 400×	88
Fig. 13. <i>Baltisphaeridium</i> sp., Horrenbach-Formation Ho175, 400×	88
Fig. 14. <i>Baltisphaeridium</i> sp. B, Horrenbach-Formation Ho175, 400×	89
Fig. 15. <i>Baltisphaeridium</i> sp. C, Horrenbach-Formation Ho175, 400×	89
Fig. 16. <i>Baltisphaeridium</i> sp., Obereozän-Flysch 440, Elektronenmikroskop-Aufnahme 5727/60, 100 kv, 5000× (Laboratorium für Elektronenmikroskopie, Universität Bern)	88
Fig. 17. <i>Baltisphaeridium</i> sp., Obereozän-Flysch 440, Elektronenmikroskop-Aufnahme 5723/60, Dunkelfeld, 1500× (Laboratorium für Elektronenmikroskopie, Universität Bern)	88



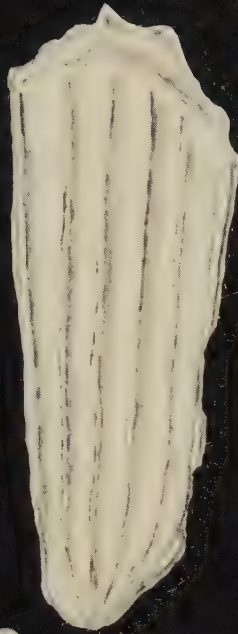
Legende zu Tafel II

(Alle Fig. mit Ausnahme von Fig.1 ca. 175×)

	Seite
Fig. 1. <i>Nodosaria badenensis</i> D'ORBIGNY 1846, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7 (vgl. Taf.VII), MFS 10, ca. 90×	92
Fig. 2. <i>Plectofrondicularia striata</i> (HANTKEN 1875), Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 22 . . .	94
Fig. 3. <i>Bulimina sculptilis</i> CUSHMAN 1923, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 26.	94
Fig. 4. <i>Caucasina schischkinskayae</i> (SAMOYLOVA 1947), Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 18, MFS 74	100
Fig. 5. <i>Bolivina beyrichi</i> REUSS 1851, Gersterngraben-Formation; Probe 289, Koord.624.770/177.880, MFS 32	95
Fig. 6. <i>Bolivina koessenensis</i> LINDENBERG 1965, Exemplar mit limbaten Suturen. Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 40	96
Fig. 7. <i>Bolivina</i> sp. cf. <i>B.elongata</i> HANTKEN 1875, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 38 . . .	96
Fig. 8. <i>Angulogerina</i> sp. aff. <i>A.gracilis</i> (REUSS 1851), Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 51	97
Fig. 9. <i>Angulogerina</i> sp. aff. <i>A. oligocaenica</i> (ANDREAE 1894), Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 53	98
Fig.10-11. <i>Cancris turgidus</i> CUSHMAN & TODD 1942, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 69 . . .	99



1



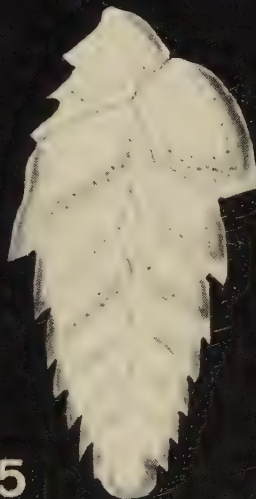
2



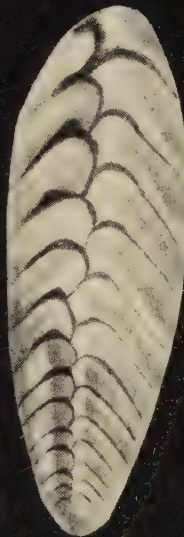
3



4



5



6



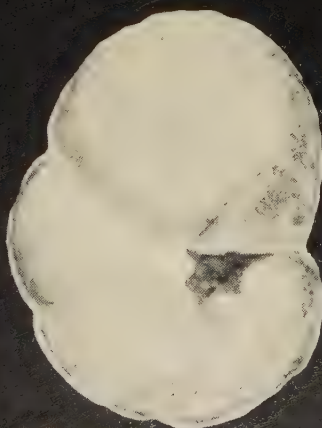
7



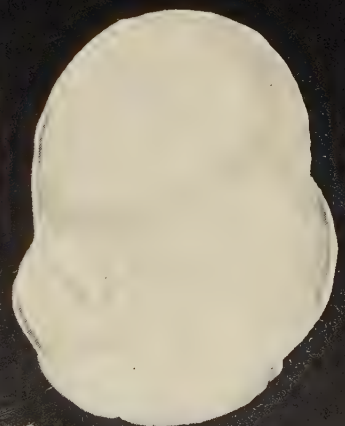
8



9



10

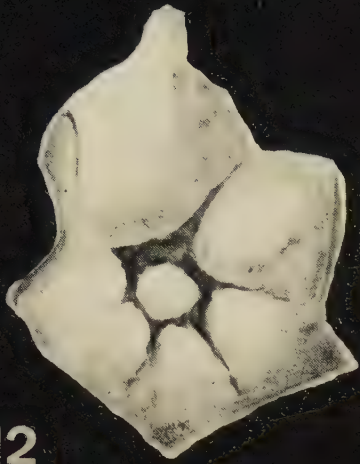


11

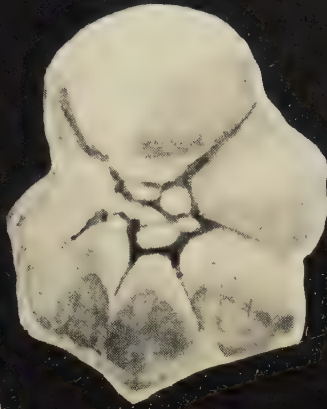
Legende zu Tafel III

(Alle Fig. ca. 175×)

	Seite
Fig. 12–14. <i>Pararotalia curryi</i> LOEBLICH & TAPPAN 1957, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7 (vgl. Taf. VII), MFS 60.	98
Fig. 15–16. <i>Eponides</i> sp. aff. <i>E. trochiformis</i> (ANDREAE 1884), Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 20, MFS 64	99
Fig. 17–18. <i>Asterigerina praeplanorbis</i> HAGN 1955, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 72	99
Fig. 19–21. <i>Globigerina</i> sp. cf. <i>G. officinalis</i> SUBBOTINA 1953, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 83	101
Fig. 22–23. <i>Globigerinita martini</i> BLOW & BANNER 1962, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 91	102
Fig. 24–26. <i>Globigerina</i> sp. cf. <i>G. praebulloides leroyi</i> BLOW & BANNER 1962, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 85	101
Fig. 27–30. <i>Globorotaloides suteri</i> BOLLI 1957, Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 94	102
Fig. 31–32. <i>Globorotaloides</i> sp. aff. <i>G. suteri</i> BOLLI 1957. Das Exemplar zeigt Ähnlichkeit mit dem von BOLLI (1957: pl. 27, Fig. 14a–c) abgebildeten Individuum. Gersterngraben-Formation; Typus-Profil Probe 7, MFS 94	102



12



13



14



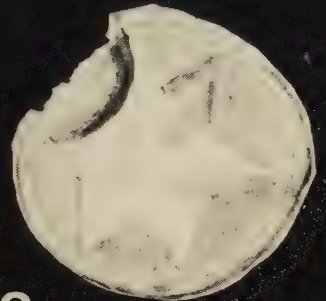
15



16



17



18



19



20



21



22



23



24



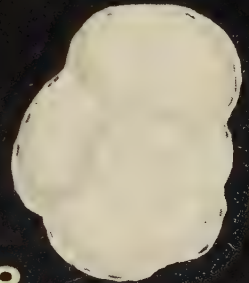
25



26



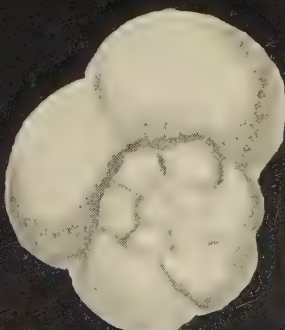
27



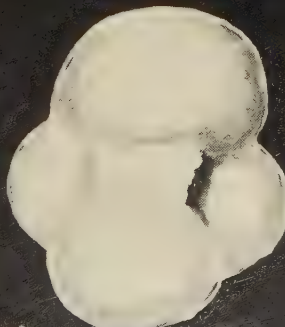
28



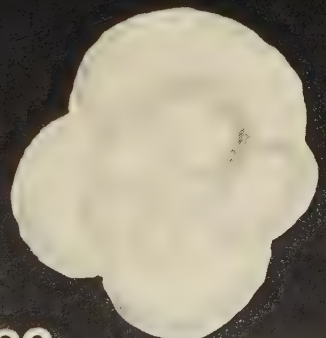
29



30



31



32

Legende zu Tafel IV

	Seite
Fig. 1. Fauna der Gersterngraben-Formation. Probe 7. Typus-Profil, ca. 50 ×	32
Fig. 2. Fauna der Ralligen-Formation. Probe 312. Pressernbach-Profil, ca. 30	56
Fig. 3– 4. <i>Schuleridea</i> sp. A, Ralligen-Formation. Probe 312	105
3. Gehäuse von links, ca. 60 ×	
4. Gehäuse Dorsalansicht, ca. 60 ×	
Fig. 5. <i>Loxoconcha</i> sp. A, Ralligen-Formation. Probe 468, linke Klappè, ca. 60 ×,	107
Fig. 6– 8. <i>Loxoconcha delemontensis</i> OERTLI 1956, Ralligen-Formation, Probe 310.	106
6. Gehäuse ♂ von links, ca. 60 ×	
7. Gehäuse ♀ von links, ca. 60 ×	
8. Gehäuse ♀ Dorsalansicht, ca. 60 ×	
Fig. 9–11. <i>Cytheromorpha subalpina</i> SCHERER 1964, Ralligen-Formation. Probe 310, Pressernbach-Profil	107
9. Gehäuse ♂ von rechts, ca. 60 ×	
10. Gehäuse ♀ von rechts, ca. 60 ×	
11. Gehäuse ♀ Dorsalansicht, ca. 60 ×	
Fig. 12–13. <i>Cytheropteron erizensis</i> SCHERER 1964, Ralligen-Formation. Probe 468	106
12. Gehäuse Dorsalansicht, ca. 60 ×	
13. Gehäuse von rechts, ca. 60 ×	
Fig. 14–15. <i>Cytheropteron emmeneggeri</i> SCHERER 1964, Ralligen-Formation. Probe 468	106
14. Gehäuse Dorsalansicht, ca. 60 ×	
15. Gehäuse von rechts, ca. 60 ×	
Fig. 16–17. <i>Cytheridea ventricosa</i> GOERLICH 1953, Ralligen-Formation. Probe 312	105
16. Gehäuse von rechts, ca. 60 ×	
17. Gehäuse Dorsalansicht, ca. 60 ×	
Fig. 18–19. <i>Eucytheridea reticulata</i> GOERLICH 1953, Ralligen-Formation. Probe RaE1.	105
18. Gehäuse von links, ca. 60 ×	
19. Gehäuse Dorsalansicht, ca. 60 ×	



1



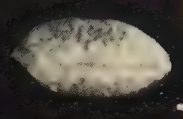
2



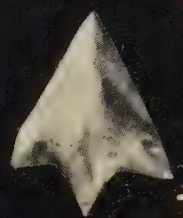
9



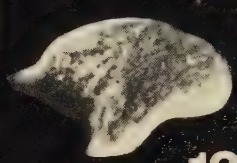
10



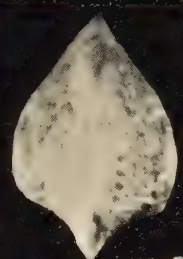
11



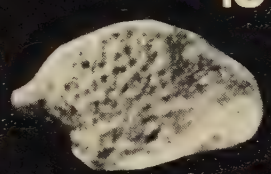
12



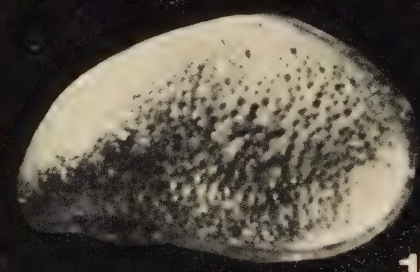
13



14



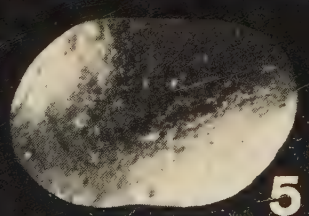
15



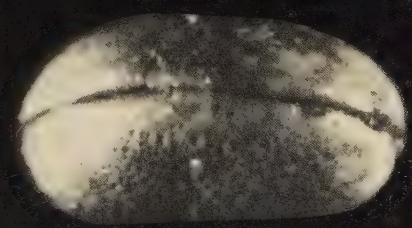
16



3



5



17



4



8



6



18



7

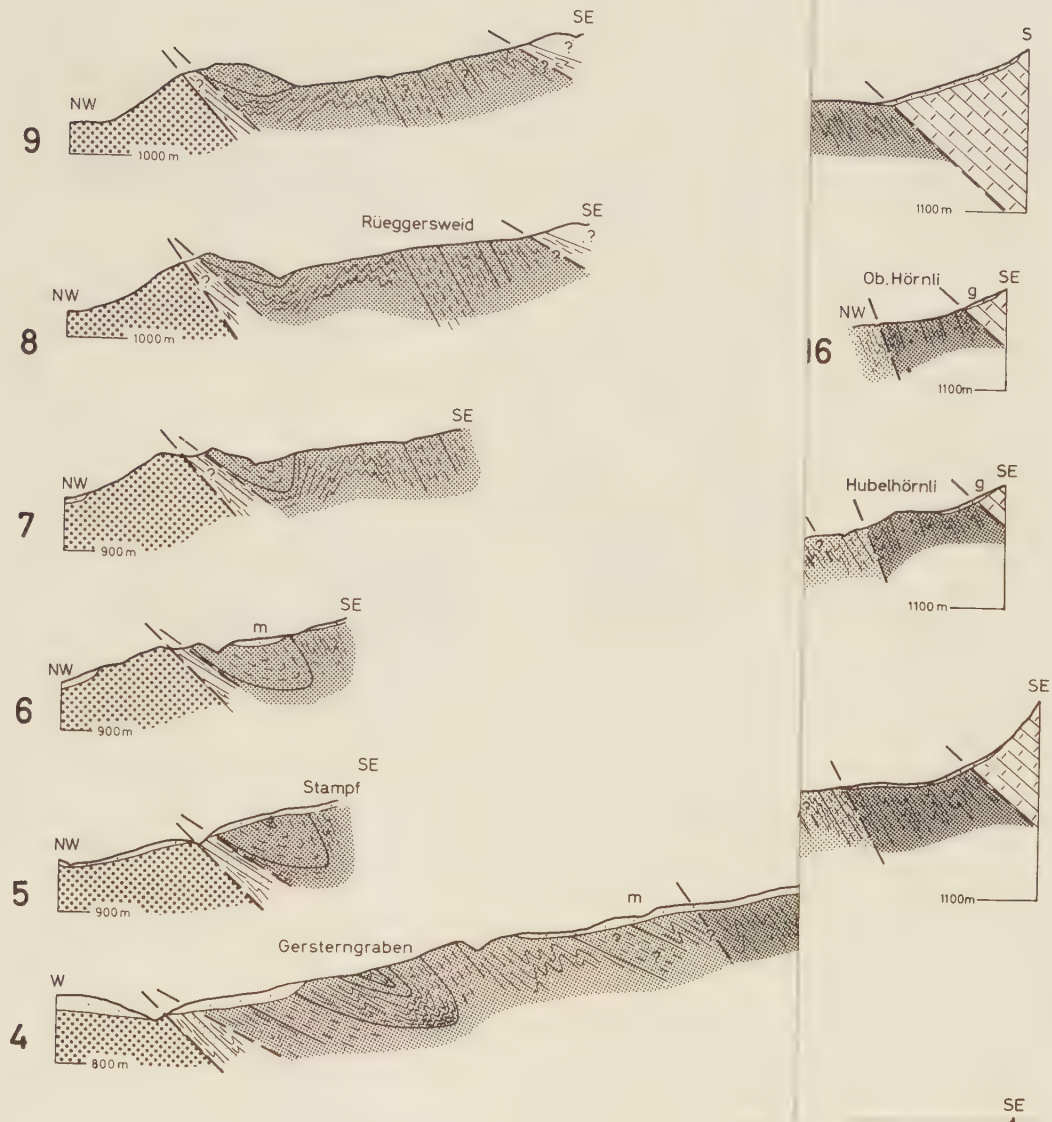


FLYSCH UND MOLASSE

Geologi



QUERPROFILE DURCH DIE SUBALPINE



TYPUS - PROFIL DER GERSTERN

